

КОНТРОЛЬ

№ 3.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1987

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Хрусталеv Ю. П., Хрусталеv Л. Ю., Туровский Д. С., Ле Тхий Хоп.</i> Минерализация донных осадков западного шельфа материкового склона Южно-Китайского моря	3
<i>Свальнов В. Н., Шишкова Е. Ю., Мурдмаа И. О.</i> Осадкообразование в радиоярневом поясе Тихого океана по фотографиям дна	12
<i>Гептнер А. Р., Кристианнсдохтир Х., Селезнева М. А.</i> Вторичные минералы базальтоидов, измененных гидротермальным рассолом на п-ве Рейкьянес (Исландия)	25
<i>Белгородский Е. А.</i> Субмаринные вулканокластические отложения колчеданосных структур Южного Урала	42
<i>Мехтиев Ш. Ф., Папшалы Н. В.</i> Литология среднеплиоценовых отложений Южного Каспия и их корреляция	56
<i>Зубков М. Ю., Мормышев В. В.</i> Вещественный состав и условия образования пород баженовской свиты Салымского месторождения	73
<i>Серова Н. Б.</i> Условия образования и закономерности распространения воско-содержащих бурых углей кайнозоя СССР	81
<i>Байков А. А., Седлецкий В. И., Семенов Г. А.</i> Верхнеюрские эвапоритовые образования и блоковая тектоника на Северном Кавказе	95
<i>Али-Заде З. М., Мустафев Г. Л.</i> Геохимические особенности раннегеосинклинальных осадочных пород Восточного Кавказа	113
<i>Краткие сообщения</i>	
<i>Бутузова Г. Ю., Штеренберг Л. Е., Воронин Б. И., Корина Е. А.</i> Самородные металлы в рудоносных осадках Красного моря	122
<i>Хроника</i>	
<i>Тимофеев П. П., Полянский Б. В.</i> Новая программа глобальной осадочной геологии	126

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR

2

MARCH — APRIL

1987

CONTENTS

<i>Khrustalev Yu. P., Khrustalev L. Yu., Turovsky D. S., Le Tkhiy Hop.</i> Mineralization of bottom sediments of the western shelf of the South China Sea continental slope	3
<i>Svalnov V. N., Shishkova E. Yu., Murdmaa I. O.</i> Sedimentation in the radiolarian belt of the Pacific Ocean according to photoes of the floor	12
<i>Geptner A. R., Kristmannsdottir H., Selezneva M. A.</i> Secondary minerals of basal-toids altered by hydrothermal brine in Reykjanes peninsula (Iceland)	25
<i>Belgorodsky E. A.</i> Submarine volcanoclastic deposits of pyritebearing structures of South Urals	42
<i>Mekhtiev Sh. F., Pashaly N. V.</i> Lithology of Middle Pliocene deposits in South Caspian region and their correlation	56
<i>Zubkov M. Yu., Mormyshev V. V.</i> Substance composition and the formation setting of rocks of the Bazhenov suite of the Salym deposits	73
<i>Serova N. B.</i> The formation setting and distribution of wax-containing brown coal in the Cenozoic of the USSR	81
<i>Baykov A. A., Sedletsky V. I., Semenov G. A.</i> Upper Jurassic evaporite formations and block tectonics in North Caucasus	95
<i>Ali-Zade Z. M., Mustafaev G. L.</i> Geochemical peculiarities of early geosynclinal sedimentary rocks in East Caucasus	113

In Brief

<i>Butuzova G. Yu., Shterenberg L. E., Voronin B. I., Korina E. A.</i> Natural metals in metalliferous sediments of the Red Sea	122
---	-----

News

<i>Timofeev P. P., Polyansky B. V.</i> New Programme of the global sedimentary geology	126
--	-----

УДК 551.35 (265.6)

МИНЕРАЛОГИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА И МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

**ХРУСТАЛЕВ Ю. П., ХРУСТАЛЕВ Л. Ю., ТУРОВСКИЙ Д. С.,
ЛЕ ТХИЙ ХОП**

Рассмотрена минералогия 196 проб поверхностного слоя донных осадков западного шельфа и материкового склона Южно-Китайского моря. В результате проведенного комплекса исследований выявлены доминирующие минералы тяжелой фракции ($<0,01$): эпидот, циркон, амфиболы, ильмениты. Прослежено пространственное распределение этих минералов по акватории моря и установлена их генетическая связь с минералами питающих провинций. Все это позволило выявить четыре терригенно-минералогические провинции: Аннамскую, Хайнаньскую, Меконгскую и Сиамскую.

Изучение минералогического состава донных осадков проводилось с целью выявления общих закономерностей современного осадконакопления в западной части Южно-Китайского моря. При исследовании особое внимание уделено распределению минералов под влиянием механической дифференциации, выделению терригенно-минералогических провинций и установлению их связи с основными источниками поступления обломочного материала. Для определения минерального состава донных осадков проанализировано в иммерсионных препаратах 196 проб отдельно фракций более 0,1 и менее 0,1 мм с предварительным разделением на тяжелые и легкие минералы бромформом на центрифуге Мошева.

Общие сведения о районе. В геоморфологическом отношении исследуемый район относится к шельфу и материковому склону Юго-Восточной Азии. Шельф, по данным [1, 4, 5], представляет собой поверхность абразионно-аккумулятивного выравнивания. Наибольшую ширину он имеет в северной части региона, постепенно сужаясь к югу и расширяясь напротив дельты р. Меконг. Перегиб шельфа находится на глубине 150—200 м. В пределах материкового склона по морфологии выделяются северная и юго-западная части и ступень склона. Северный материковый склон до глубины 500 м представляет собой пологоволнистую равнину, на которой встречаются отдельные поднятия (банки), глубже склон более крутой и расчленен мелкими долинами. Юго-западный склон сложен небольшими ложбинами и крутыми ступенями. Ступень материкового склона расположена на глубине 1000—1500 м. Для нее характерно развитие поднятий с крутыми склонами и плоскими широкими вершинами, сложенными коралловыми островами [5].

Основные источники поступления терригенного материала в западную акваторию Южно-Китайского моря — выносы рек Меконг и Красная, а также интенсивная абразия берегов. Расположение водосборных площадей в экваториальной гумидной зоне обусловило ежегодный вынос реками 169,6 и 129,7 млн т кластических веществ соответственно. По показателю твердого стока реки Меконг и Красная согласно исследованиям, проведенным А. П. Лисицыным [2], входят в десятку крупнейших рек мира. Широкий диапазон осадочных, метаморфических, эффузивных и интрузивных пород на водосборных площадях предопределил разнообразие минерального состава аллювия [3]. Вполне естественно, что донные осадки западной части Южно-Китайского моря представляют собой сложные в литолого-минералогическом отношении образования.

Минералогия донных осадков. При минералогическом изучении донных осадков было обнаружено более 50 минералов, а также большое число типоморфных разновидностей. Основу тяжелой фракции составляют эпидот, амфиболы, ильменит, в меньших количествах присутствуют гранат, турмалин, циркон, рутил, лейкоксен, апатит, редко встречаются анатаз, брукит, сфен, силлиманит, ставролит и др.

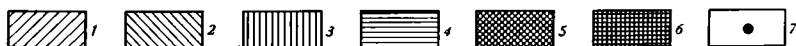
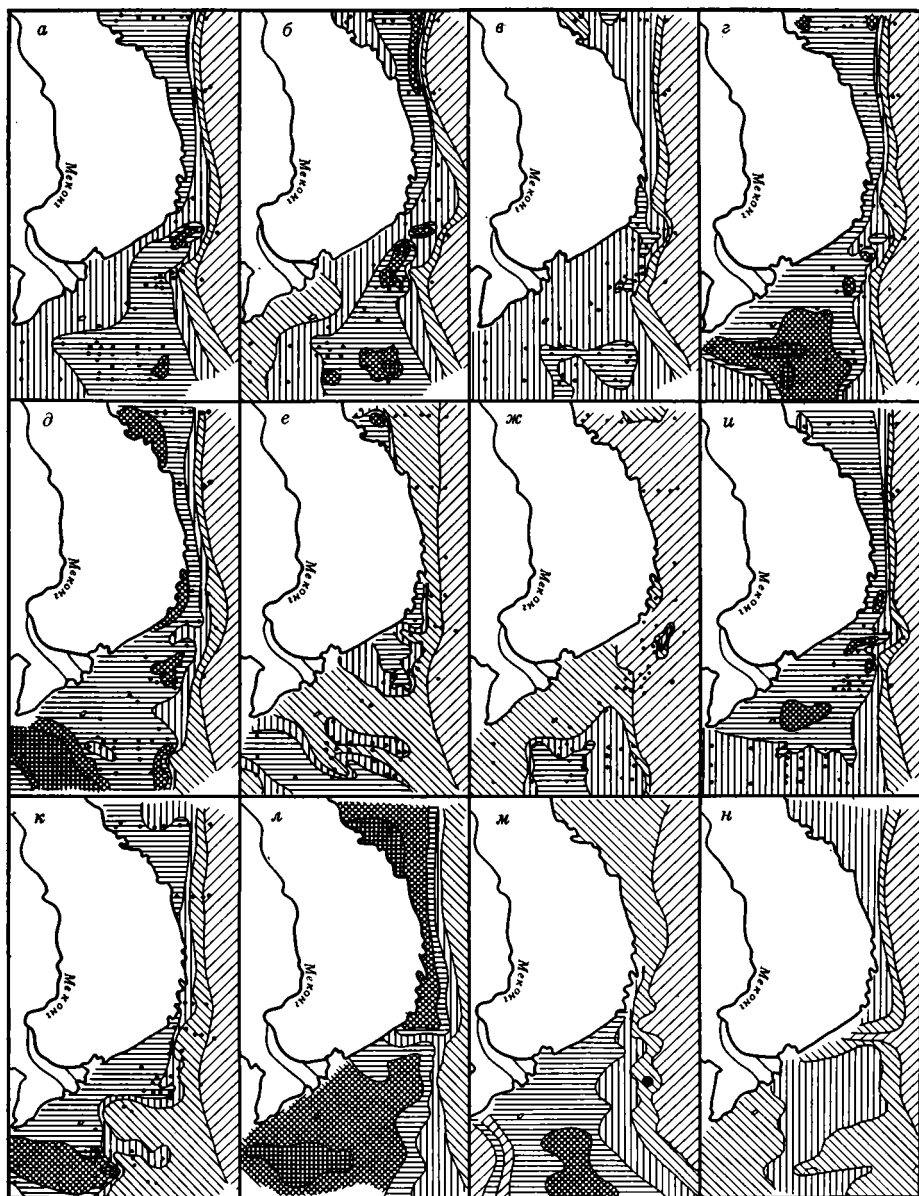
Наиболее распространенный минерал тяжелой фракции — эпидот. Встречается в виде окатанных и неправильной формы обломков с матовой поверхностью, зеленого и зеленовато-молочного цвета, реже в виде удлинённых изометричных зерен фисташково-зеленого цвета. Содержание эпидота колеблется от единичных зерен до 60%. Максимальные количества отмечаются в донных отложениях юго-восточнее авандельты р. Меконг, а также южнее м. Падаран и в районе банок Байрен и Олланде (фиг. 1, а). Достаточно высокие концентрации и в северной части шельфа, особенно в районе м. Туран.

Анализируя распределение эпидота, можно сделать вывод о существовании двух источников его поступления. Это аллювий рек Красной и Меконга. Влияние выноса р. Красной сказывается на минеральном составе осадков до бухты Кам-Рань, на что указывает постепенное уменьшение концентрации с севера на юг (см. фиг. 1, а). Эпидот, выносимый р. Меконг, накапливается в основном на внешней части ее авандельты, за пределы шельфа минерал выносится в ограниченном количестве, в результате чего на материковом склоне содержание его резко понижается.

Среди минералов группы амфиболов доминирует обычная роговая обманка и только третью часть составляет актинолит и тремолит. Роговая обманка встречается в алевритовой фракции в виде неправильных обломков со ступенчатыми сколами и неровными зубчатыми окончаниями. Для песчаной размерности характерны удлиненные или удлиненно-призматические зерна со сглаженными гранями. Актинолит и тремолит представлены шестоватыми, удлиненно-призматическими кристаллами, реже попадаются игольчатые и волокнистые разновидности. Распределение амфиболов в донных осадках исследуемого региона неравномерно и содержание их колеблется от единичных зерен до 50%. Повышенные концентрации отмечаются восточнее мыса Туран и южнее зал. Кам-Рань, а также на внешней части авандельты р. Меконг. Как видно на фиг. 1, б, характер распределения в донных осадках западного шельфа и подводного склона Южно-Китайского моря минералов групп эпидота и амфиболов достаточно близок, что свидетельствует об идентичности источников их поступления и поведении при механической дифференциации.

К группе устойчивых минералов отнесены гранат, турмалин, циркон, рутил, апатит, анатаз и брукит, достаточно широко развитые в донных отложениях западного шельфа Южно-Китайского моря. Местами концентрации некоторых из них достигают частот ведущих минералов. Гранат присутствует в осадках в виде угловатых зерен кремово-розового цвета, реже наблюдаются кристаллы ромбододекаэдрического облика. Содержание минерала в тяжелой фракции невелико. Можно отметить несколько небольших по площади участков с концентрацией в алевритовой фракции свыше 3%. Это район, расположенный южнее зал. Кам-Рань, а также банка Юсун, где поставщиком граната являются метаморфические породы, подвергающиеся размыву. Кроме того, повышенные содержания отмечаются на внешней части шельфа юго-восточнее устья р. Меконг (см. фиг. 1, а). В песчаной фракции количество минерала возрастает в тех же самых районах до 15%.

Турмалин встречается в виде обломков угловатой формы и удлиненно-призматических кристаллов. Цвет минералов преимущественно черно-коричневый, реже голубовато-синий. Достаточно высокие концентрации отмечаются на внутренней части шельфа (см. фиг. 1, а). Максимальные значения приурочены к осадкам, расположенным несколько южнее дельты р. Меконг. Здесь можно выделить целое поле, где содер-



Фиг. 1. Распределение минералов тяжелой и легкой фракций в донных осадках шельфа и материкового склона Южно-Китайского моря, %
 а — эпидот (1—<0,1; 2—0,1—3; 3—3—10; 4—10,0—30,0; 5—>30); б — амфиболы (1—<0,1; 2—0,1—1,0; 3—1—5; 4—5—10; 5—10—20); в — гранат (1—<0,1; 2—0,1—1; 3—1—3; 4—>3); г — турмалин (1—<0,1; 2—0,1—0,5; 3—0,5—3; 4—3—6; 5—6—10; 6—>10); д — циркон (1—<0,1; 2—0,1—0,5; 3—0,5—3; 4—3—6; 5—6—10; 6—>10); е — рутил (1—<0,1; 2—0,1—0,5; 3—0,5—1; 4—1—3; 5—>3); ж — биотит (1—<0,1; 2—0,1—0,5; 3—0,5—2; 4—>2); з — ильменит (1—<0,1; 2—0,1—10; 3—10—30; 4—30—60; 5—>60); и — лейкоксен (1—<0,1; 2—0,1—0,5; 3—0,5—1; 4—1—5; 5—5—10; 6—>10); л — кварц (1—<1; 2—1—10; 3—10—30; 4—30—50; 5—50—70; 6—>70); м — обломки пород (1—<5; 2—5—10; 3—10—25; 4—25—50; 5—>50); н — полевые шпаты (1—<1; 2—1—3; 3—>3); 7 — сцементированные обломки пород; точками показаны места отбора проб

жание турмалина достигает 12% (см. фиг. 1, з). Повышение содержания на незначительных по площади участках зафиксировано близ м. Туран и в пределах банок Юсун и Ройал-Бишоп. Исходя из изложенного, можно сделать вывод о том, что турмалин концентрируется в непосредственной близости от источников поступления терригенного материала, каковыми являются реки Меконг и Красная. Скопления минерала в банках указывают на местное поступление за счет подводного размыва древнеаллювиальных отложений р. Меконг.

Циркону свойственны призматически-дипирамидальные кристаллы и их обломки различной степени окатанности. Отчетливо выделяются участки в районе м. Туран, зал. Кам-Рань, банок Олланде и Юсун, где содержание минерала выше 15% (см. фиг. 1, д). Максимальные значения минерала (до 22%) расположены южнее м. Камо. Вероятно, повышение концентрации здесь обусловлено перемещением терригенного материала вдольбереговыми течениями из северной части моря в южную. Низкие содержания характерны для внешнего шельфа и материкового склона.

Рутил присутствует в виде удлинено-призматических кристаллов и их обломков. Высокие содержания его приурочены к донным осадкам, расположенным южнее и севернее дельты р. Меконг (см. фиг. 1, е). Максимальные концентрации выявлены в шельфовых отложениях восточнее м. Туран, минимальные — в донных осадках придельтовой области р. Меконг. В песчаной фракции скопления рутила образуют полосу, простирающуюся от м. Туран до дельты р. Меконг. Все это указывает на то, что крупные разновидности минерала поступают при абразии метаморфических и осадочных пород, слагающих берега Вьетнама. Наиболее мощные источники его расположены в районе мысов Туран и Падаран.

Содержание брукита и анатаза незначительно и колеблется от единичных знаков до 2%. Эти минералы тяготеют к крупнозернистым пескам и крупным алевритам. Максимальные концентрации встречаются юго-восточнее м. Камо. Достаточно высокие содержания находятся также между мысами Падаран и Туран. На остальной территории значения не превышают 0,3%.

Для сфена типичны уплощенные конвертообразные и клиновидные кристаллы. Скопления минерала отмечаются в донных отложениях шельфа от м. Туран до дельты р. Меконг. При этом максимальная концентрация отмечается южнее о-ва Хайнань в результате привноса, повидимому, осадочного материала из Тонкинского залива.

Анализируя распределение минералов этой группы, можно отметить различное их поведение при механической дифференциации на шельфе и материковом склоне Южно-Китайского моря. Объясняется это прежде всего различием источников их поступления. Турмалин и гранат выносятся преимущественно аллювием рек Меконг и Красная; анатаз, брукит, циркон, рутил поступают в основном за счет абразии берегов, для сфена характерны повышенные концентрации в твердом стоке р. Красной и несколько пониженные — в абразионном материале.

Минералы группы слюд представлены в основном хлоритизированным биотитом светло-зеленого цвета. Встречаются они в виде пластинчатых обломков, тонких, полупрозрачных, более крупные из них характеризуются сколами по спайности. В основном биотит концентрируется в терригенных осадках придельтовой области р. Меконг, в которых содержание достигает 3% (см. фиг. 1, ж). На остальной территории количество минералов группы слюд не превышает значения «единичные зерна». Все это свидетельствует о том, что основным источником поступления слюд является аллювий р. Меконг. Разнос биотита, несмотря на его высокие гидродинамические свойства, ограничен.

Это позволяет сделать вывод о том, что под влиянием гидродинамических процессов выносимый реками обломочный материал транспортируется преимущественно на внешнюю часть авандельты и лишь в

ограниченном количестве принимает участие в формировании вдоль-береговых потоков наносов.

Рудные минералы представлены главным образом ильменитом, лейкоксеном и магнетитом, отмечаются также титаномагнетит и гематит. Как правило, все они концентрируются вблизи основных источников поступления терригенного материала благодаря высокому удельному весу и малой транспортабельности. Ильменит присутствует в осадках в виде уплощенных, таблитчатых с закругленными краями, лепешковидных зерен черно-коричневого и смоляно-черного цвета. Содержание минерала в донных осадках колеблется от долей процента до 77%. Высокие содержания ильменита приурочены к донным отложениям восточнее м. Туран (см. фиг. 1, и). На юге этой полосы в районе банок Байрен и Юсун выделяются два локальных пятна, где концентрация минерала достигает 68 и 77% соответственно. Кроме того, высокие значения отмечены восточнее авандельты р. Меконг.

Лейкоксен встречается в виде лепешковидных и неправильных угловато-окатанных зерен. Окатанные разновидности имеют, как правило, гладкую глянцевую поверхность. Наибольшие концентрации (10%) приурочены к устьевой части р. Меконг, по мере удаления от берега количество минерала постепенно убывает до десятых долей процента (см. фиг. 1, к). Повышенные значения содержания минерала отмечаются на всей площади внутреннего шельфа. Основная закономерность распределения лейкоксена — приуроченность его к местам аккумуляции аллювиального материала.

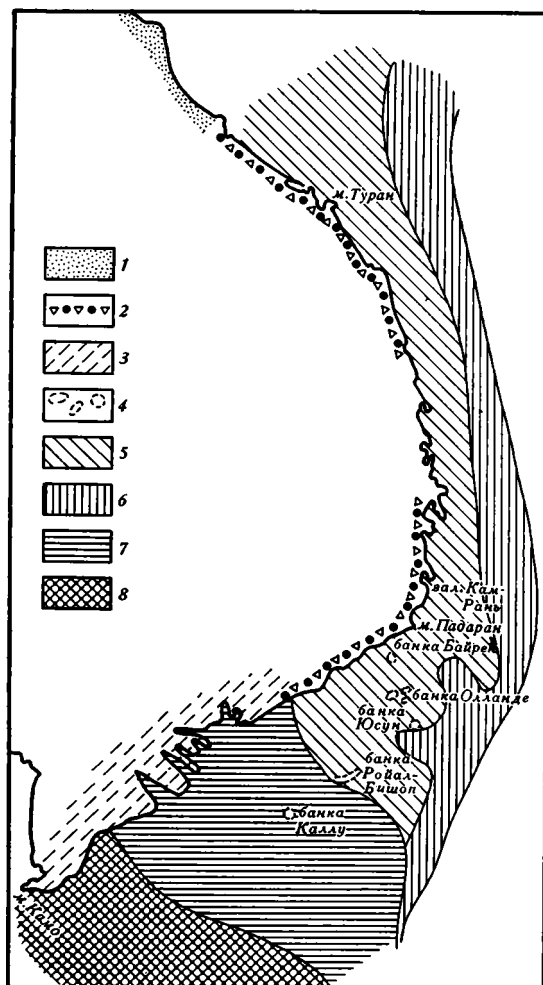
Проведенные исследования донных отложений Южно-Китайского моря указывают на полимиктовый состав легкой фракции¹. Наиболее распространенные минералы — кварц, полевые шпаты, карбонаты, слюды. Повсеместно в осадках встречаются обломки горных пород.

Кварц — основной минерал легкой фракции. Морфология его чрезвычайно разнообразна: встречаются зерна как хорошо окатанные, округло-овальные с гладкой поверхностью, так и угловатые, оскольчатые, изометричные. Нередко отмечаются зерна, покрытые пленкой гидроокислов железа и окрашенные в желтовато-бурый цвет. Источники поступления кварца весьма разнообразны: это и аллювий рек, и продукты абразии берегов. Именно этим и объясняется почти повсеместно высокое (>50%) содержание минерала в легкой фракции алевритовой размерности шельфовых осадков вдоль восточного побережья Вьетнама (см. фиг. 1, а). Здесь можно отметить несколько участков, где концентрация достигает максимума (85,5%). Количество кварца в песчаной фракции значительно меньше и скопления его отмечаются на внешней части шельфа. Приведенные сведения свидетельствуют о том, что в меконгском аллювии минерал преимущественно тяготеет к частицам алевритовой размерности, а при абразии берегов он поступает как с песчаной, так и с алевритовой фракциями.

Минералы группы полевых шпатов встречаются в виде угловато-окатанных, частично измененных, пелитизированных хлоритизированных зерен. Как основной компонент легкой фракции они повсеместно распространены в донных отложениях западной части акватории Южно-Китайского моря. Наибольшее количество сосредоточено на шельфе от м. Туран до зал. Кам-Рань и в авандельте р. Меконг. Минимальные значения характерны для материкового склона моря. Подобное распределение обусловлено, по-видимому, ограниченным переносом его от источников питания (см. фиг. 1, м).

В составе обломков пород преобладают кварциты, кремнистые сланцы, известняки, реже встречаются граниты, гранитогнейсы, эффу-

¹ Количество терригенных минералов легкой фракции приведено в пересчете на бескарбонатное вещество.



Фиг. 2. Схема типов берегов и минералогических провинций Южно-Китайского моря (составлена по [5])

1—4 — типы берегов (1 — дельювиальных равнин, 2 — абразионно-аккумулятивные, 3 — дельтовые, 4 — банки); 5—8 — провинции (5 — Аннамская, 6 — Хайнаньская, 7 — Меконгская, 8 — Сиамская)

зивы различного состава. Наибольшие содержания их приурочены к авандельте р. Меконг, особенно к ее внешнему краю, где концентрация превышает 50%. Материковый склон и шельф, примыкающие к побережью Вьетнама, характеризуются пониженными концентрациями обломков пород в легкой фракции, и только в северной части исследуемого региона количество возрастает, вероятно, за счет поступления с твердым стоком р. Красной. На банке Юсун содержание обломков пород достаточно велико и к тому же они плохо окатаны, что указывает на размыв пород, обнажающихся на дне в этом районе (см. фиг. 1, н).

Слюды, представленные в основном мусковитом и обесцвеченным биотитом, встречаются в легкой фракции в единичных зернах преимущественно в пределах авандельты р. Меконг и практически отсутствуют на материковом склоне.

Минералогическое районирование. Как показали исследования, донные осадки западной части Южно-Китайского моря характеризуются полимиктовым составом, что обусловлено сложным геологическим строением и разнообразием пород основных питающих провинций. В самом водоеме распределение минералов зависит от местоположения источников осадконакопления и морфологии дна. Выделение минералогических провинций в исследуемом районе затруднено в связи с тем, что здесь сочетается ряд природных факторов, влияющих на распределение минералов. Однако по количественному содержанию акцессорных минералов и морфологическим признакам, по связи с источниками поступления осадочного материала на акватории западной части

**Содержание минералов в донных осадках западного шельфа и подводного склона
Южно-Китайского моря, %**

Минерал	Провинция *						
	Аннамская		Хайнаньская		Меконгская		Сиамская
	>0,1	<0,1	>0,1	<0,1	>0,1	<0,1	<0,1
	мм						
Эпидот	9,6	14,0	6,4	19,3	10,0	13,7	4,0
Амфиболы	6,6	4,4	12,1	20,2	9,2	7,7	2,3
Гранат	2,2	3,2	1,5	2,1	1,9	3,0	1,8
Турмалин	6,8	4,1	3,8	3,4	7,0	6,8	3,3
Циркон	0,9	10,0	0,5	3,8	0,4	5,4	18,0
Рутил	0,2	1,2	0,1	0,4	0,2	0,6	1,5
Анатаз, брукит	0,1	0,5	Ед.	0,2	0,1	0,3	1,9
Сфен	0,2	0,2	0,5	0,4	0,1	0,2	3,1
Биотит	0,5	0,2	0,4	1,0	4,2	4,3	0,6
Ильменит	25,4	45,3	10,0	36,8	11,3	39,8	15,7
Лейкоксен	0,5	2,2	0,2	0,4	1,7	1,7	6,5
Апатит	0,1	0,2	Ед.	0,6	0,2	0,4	0,2
Магнетит	7,2	6,7	32,7	—	6,5	1,2	24,0
Гидроокислы железа	11,0	1,4	7,4	5,8	33,2	10,5	17,0
Трудно диагно- стируемые ми- нералы	16,6	2,0	24,4	5,6	14,0	4,4	—
Кварц **	76,0	78,8	41,8	66,5	56,3	63,0	75,4
Полевые шпаты	7,8	7,1	8,4	6,0	3,9	4,4	8,4
Обломки пород	16,0	13,9	49,5	27,3	39,3	32,2	16,2
Хлоритизиро- ванная слюда	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,4	—

* Выделение терригенно-минералогических провинций производилось на основании изучения фракций <0,1 мм как наиболее представительной в донных осадках Южно-Китайского моря.

** Содержание минералов легкой фракции дано в пересчете на бескарбонатное вещество.

Южно-Китайского моря можно выделить четыре терригенно-минералогических провинции: Аннамскую, Хайнаньскую, Меконгскую и Сиамскую (фиг. 2).

Прежде чем охарактеризовать каждую провинцию, следует отметить определенное однообразие ведущих минералов тяжелой фракции. Это объясняется близким минеральным составом основных источников поступления терригенного материала, высокой гидродинамической активностью на шельфе, обеспечивающей интенсивное взмучивание поверхностного слоя донных осадков и широкий разнос терригенного материала. В результате разница в минеральном составе между различными районами в какой-то мере нивелируется. Вместе с тем минеральный комплекс каждой провинции характеризуется присущим только ему набором и содержанием акцессорных минералов (таблица).

Аннамская циркон-эпидотовая провинция занимает значительную часть западного шельфа Южно-Китайского моря (см. фиг. 2). Простираясь с севера на юг, она охватывает, по-видимому, всю южную часть акватории Тонкинского залива, далее тянется довольно широкой полосой вдоль восточного побережья Вьетнама и доходит до предустьевой части р. Меконг.

Минералогическая ассоциация, характерная для северного крыла провинции, сформировалась преимущественно за счет размыва в бассейне р. Красной магматических пород мезозойской складчатой области и дальнейшей механической дифференциации аллювиального материала.

На минералогический облик средней и южной частей провинции помимо аллювия р. Красной большое влияние оказывает поступление твердого материала за счет небольших речек, берущих начало с многочисленных поперечных отрогов Аннамского хребта. Кроме того, район тяготеет к зоне интенсивного развития абразионно-аккумулятивных

берегов. Размыв гранитов и гнейсов и вдольбереговой перенос продуктов их разрушения определяют ту ассоциацию, которая свойственна данному региону. Наряду с ведущими минералами здесь отмечаются самые высокие по сравнению со всеми остальными провинциями содержания анатаза, брукита, граната и ильменита, повышенные — рутила и лейкоксена. Для минералов легкой фракции провинции характерен ряд общих закономерностей. Так, максимальные содержания кварца отмечаются в северной части провинции и в прибрежной зоне моря (см. таблицу). Для двух остальных компонентов легкой фракции (полевых шпатов и обломков горных пород) отмечается обратное: увеличение содержания в сторону открытого моря.

Хайнаньская эпидот-амфиболовая провинция тянется параллельно Аннамской и приурочена к внешнему краю шельфа и подводного склона Южно-Китайского моря (см. фиг. 2). Основной фактор, формирующий минералогический облик осадков района,— это вдольбереговые течения и подводный размыв коренных пород дна. Минералы, привносимые с суши, распространены незначительно. В мелкоалевритовой фракции помимо ведущих минералов отмечаются высокие содержания сфена и цветных слюд. Легкая фракция провинции характеризуется сравнительно небольшими содержаниями кварца и полевых шпатов (см. таблицу). Это свидетельствует о том, что хотя кварц и имеет хорошую подвижность, но основная масса его приурочена к мелководью, где преобладают частицы песчаной размерности. Здесь отмечаются повышенные содержания в пробах обломков пород, что указывает также на интенсивный подводный размыв.

Меконгская амфибол-эпидотовая провинция охватывает донные отложения придельтовой части р. Меконг и прилежащего к ней шельфа (см. фиг. 2), т. е. местоположение провинции непосредственно связано с основным поставщиком терригенного материала. Поэтому отмечается довольно четкая ассоциативная связь между минеральным составом аллювия р. Меконг и морскими осадками. Ведущие минералы — амфиболы и эпидот, как достаточно мобильные, значительно распространены на всей территории провинции. Непосредственно в дельтовой части р. Меконг отмечаются высокие содержания турмалина. На внешней части авандельты р. Меконг и в районе банки Ройал-Бишоп за счет придонных течений и интенсивного подводного размыва отлагаются хорошо транспортируемые минералы — циркон и цветная слюда, причем для последнего минерала здесь отмечается пик присутствия в донных осадках Южно-Китайского моря. Содержание в этой части акватории моря в среднем в 2—3 раза превышает концентрацию данного минерала в аналогичных фракциях. В легкой фракции Меконгской провинции зафиксировано повышение содержания обломков пород и понижение концентрации полевых шпатов.

Сиамская цирконовая провинция занимает большую часть одноименного залива, доходя на востоке до предустьевой части р. Меконг (см. фиг. 2). Выделение ее весьма проблематично, так как было проанализировано всего семь проб. Однако, исходя из данных исследования, можно отметить некоторые закономерности в распределении тех или иных минералов на акватории Сиамского залива. Так, содержание циркона в мелкоалевритовой фракции намного превышает значения этого минерала в других частях акватории Южно-Китайского моря. Концентрация анатаза и брукита также превышает в несколько раз средние значения по другим провинциям (см. таблицу). Очевидно, формирование минералогического облика провинции идет за счет иных источников, чем на всей акватории моря. Большую часть играют терригенные минералы, поступающие с аллювием р. Менам-Чао-Прайя и за счет денудации мелкими реками отрогов Кардамоновых гор. При повышении содержания одних минералов концентрация других (ильменит, эпидот, амфиболы) минимальна. Легкая фракция провинции ха-

характеризуется максимальным содержанием кварца и относительно низкими содержаниями полевых шпатов и обломков пород (см. таблицу).

Литература

1. Величко М. Е. Развитие шельфа Южно-Китайского моря в четвертичное время// Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978. С. 193—197.
2. Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М.: Недра, 1978. 391 с.
3. Лисицына Н. А. Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков//Литоология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 26—49.
4. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеониздат, 1974. С. 608—614.
5. Турко Н. Н. Рельеф дна Южно-Китайского моря//Океанология. 1973. № 3. С. 460—466.

ВНИИЗарубежгеология, Москва
Ростовский государственный
университет

Поступила в редакцию
2.I.1986

УДК 551.35(265/266)

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В РАДИОЛЯРИЕВОМ ПОЯСЕ ТИХОГО ОКЕАНА ПО ФОТОГРАФИЯМ ДНА

СВАЛЬНОВ В. Н., ШИШКОВА Е. Ю., МУРДМАА И. О.

В статье приведены результаты анализа 220 подводных фотографий дна, сведения о составе и возрасте осадков, дана характеристика рельефа. Показано, что различимые на фотографиях особенности строения поверхности дна (наличие или отсутствие следов жизнедеятельности бентосных организмов, обнаженных участков, распределение железомарганцевых конкреций и т. д.) позволяют выявлять некоторые черты процессов, протекающих на границе «вода—дно», судить об изменении фациальных условий пелагического осадконакопления. Эти сведения, несомненно, полезны и при выделении палеофаций.

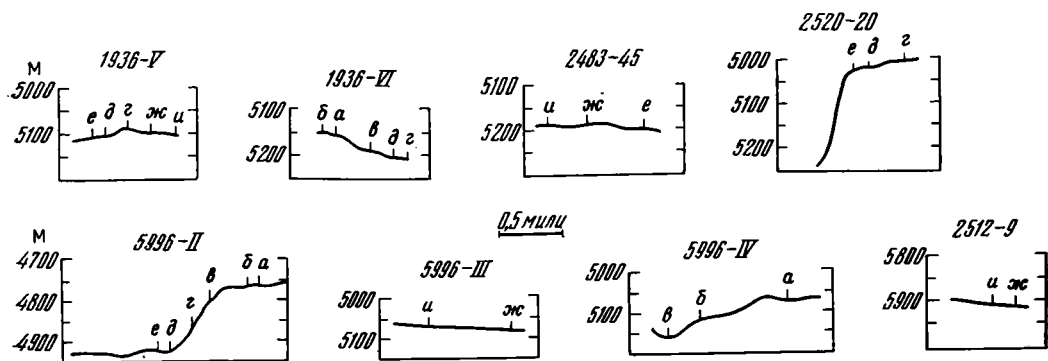
Уже первые опыты фотографирования дна океана на больших глубинах, проведенные в нашей стране в 50-е годы на НИС «Витязь» Н. Л. Зенкевичем, показали, насколько богатую и разнообразную информацию о геологических и биологических процессах, протекающих на поверхности дна, можно извлечь из внешнего облика этой поверхности, запечатленного на подводных фотографиях. К настоящему времени опубликовано немало работ, посвященных интерпретации фотографий дна. В большинстве случаев в них рассмотрены вопросы происхождения морфоскульптур дна, либо анализируется распространение на дне Fe-Mn-конкреций.

В данной работе сделана попытка использовать внешний вид поверхности дна, запечатленный на фотографиях, в том числе его микро-рельеф, в качестве индикаторов локальной изменчивости фациальных условий пелагического осадконакопления и конкреционного рудообразования на примере северной приэкваториальной зоны радиоляриевых илов в Тихом океане. Рассмотрены формы микро-рельефа, связанные с жизнедеятельностью бентосных организмов, с перераспределением осадочного материала придонными течениями и с такими процессами аутигенного минералообразования, как формирование разных морфогенетических типов Fe-Mn-конкреций и рудных корок на обнажениях.

В основу работы положено детальное изучение и сравнение 220 фотографий дна, отснятых фотоустановками ПФ-66 и ПФ-69 в радиоляриевой зоне Северо-Восточной и Центральной котловин Тихого океана в 43-м рейсе НИС «Витязь», в 23-м и 28-м рейсах НИС «Дмитрий Менделеев». Съемка производилась Н. Л. Зенкевичем, А. В. Живаго, П. Н. Фоминых и В. А. Седельниковым.

При интерпретации фотографий авторы использовали литологические описания поверхностного слоя осадков и Fe-Mn-конкреций Н. С. Скорняковой [2] и собственные, а также данные эхолотной съемки рельефа на полигонах, выполненной под руководством Н. Л. Зенкевича [1] и А. В. Живаго. Всем названным лицам авторы выражают благодарность.

Фотографирование дна производилось на детально промеренных ортогональной сеткой галсов полигонах размером порядка 10×10 миль в дрейфе судна по методу фотопрофилирования с одновременной регистрацией глубин на эхолоте, что позволяет привязать каждый снимок довольно точно не только к глубине, но и к мезоформам рельефа. Площадь дна, изображенная на отдельных снимках, варьирует в пределах $2,2-9,3 \text{ м}^2$ в зависимости от наклона камеры к поверхности дна. Диапазон глубин, где производилось фотографирование, составляет 4760—5910 м.



Фиг. 1. Рельеф дна в районе фоторазрезов с указанием положений кадров, приведенных на фиг. 2—5

Анализ фотографий включал фиксацию наличия или отсутствия бентосных организмов и следов их жизнедеятельности, обломков и обнажений коренных пород. Концентрация Fe—Mn-конкреций оценивалась приблизительно — очень много, много, мало, нет, соответственно площадь, занимаемая конкрециями, составляла более 50, 50—10, менее 10 и 0% от всей площади снимка. По косвенным признакам проводилась оценка деятельности придонных течений. Совокупность этих параметров и данных о типах осадков, их возрасте, глубине и формах рельефа послужила основанием для выделения ряда характерных обстановок пелагической седиментации.

В первом приближении исследованные участки дна отвечают двум мезофациям — абиссальных холмов и равнин (депрессий), однако с учетом подводных фотографий обстановки седиментации представляются более сложными. Проиллюстрируем это описание фоторазрезов в пределах пяти полигонов, расположенных в Северо-Восточной (полигоны 1936, 2483, 5996) и Центральной (полигоны 2512, 2520) котловинах. Основные характеристики выявленных обстановок приведены в таблице.

На полигоне 1936 выполнено четыре фоторазреза в интервале глубин 5088—5210 м (фиг. 1). На этих глубинах наблюдается сплошной маломощный покров четвертичных кремнисто-глинистых илов (радиоляриево-глинистых и глинисто-радиоляриевых). Дно узкой депрессии покрыто многочисленными мелкими и крупными конкрециями округло-угловатой формы, нередко угловатые обломки рудных корок (фиг. 2, а). Следы илоедов представлены слабоизогнутыми валиками и небольшими холмиками; практически повсеместно встречаются редкие скопления фекалий. Деятельность придонных течений выражена в перераспределении осадочного материала, что привело местами к перекрытию конкреций тонким слоем ила. На снимках такие конкреции имеют вид невысоких округлых холмиков (фиг. 2, б); следов струй нет.

Условия седиментации на дне широкой депрессии существенно отличаются от вышеописанных. Довольно многочисленные конкреции здесь однородны по размеру и имеют псевдосфероидальную форму, обломки рудных корок отсутствуют (фиг. 2, в). Следы жизнедеятельности фауны проявлены в виде редких фекальных комков. Свидетельством намыва осадков придонными течениями служат конкреции, потребанные под тонким слоем ила.

Отмеченные различия представляются важными, если учесть, что перепад глубин составляет всего около 100 м (таблица), а осадки однотипны. На глубинах менее 5100 м в узких депрессиях, в условиях более крутых (3—4°) уклонов дна, поверхность осадков оказалась покрытой россыпью угловатых обломков разрушенных более древних конкреций, которые послужили ядрами роста конкреций второй генерации. Возможно, что это свидетельствует об эродирующей деятельности придонных

Характеристика некоторых обстановок пелагической седиментации в северной части приэкваториального радиоляриевых пояса Тихого океана

Полигон, координаты центра	Фотораз- рез	Элементы рельефа (площадь, км)	Число снимков	Глубина, м	Осадки	Породы и Fe — Мп-корки	Микрорельеф					Организмы	
							следы полза- ния бентосных организмов	приповерх- ностные ходы детритоедов	фекалии	следы течений	Fe—Мп-кон- креции на по- верхности осадков	прикрепляю- щиеся	свободно пе- редвигающие- ся
1936, 9°50' с. ш. 146°26' в. д.	I	Дно относительно уз- кой локальной депрес- сии (0,5×3,0)	20	5088— 5098	Сплошной покров четвертичных крем- нисто-глинистых илов	Обломки корок	—	+	+	Отдельные кон- креции перекры- ты осадками	Много	—	—
	IV	Дно относительно ши- рокой депрессии (2,5×8,0)	2	5180— 5185	То же	—	—	—	+	То же	То же	—	—
	V	Локальное узкое под- нятие:											
		а) вершина и перегиб западного склона	6	5090— 5100	»	Обломки корок	—	—	+	—	Очень много	—	—
		б) относительное по- нижение на запад- ном склоне	4	5100— 5105	»	—	+	+	+	Размытые следы ползания жи- вотных	Мало	—	—
		в) западный склон	8	5105— 5110	»	—	—	—	+	—	Очень много	—	—
		г) перегиб восточного склона	9	5092— 5105	»	—	+	+	+	Конкреции пе- рекрыты осад- ками	Мало — нет	—	—
		д) Восточный склон	3	>5105	»	—	—	+	+	—	Много	—	—
	VI	Локальная узкая де- прессия (0,5×2,0):											
		а) верхняя часть скло- на	8	5158— 5180	»	—	+	+	+	Конкреции пе- рекрыты осад- ками	Нет	—	—
		б) нижняя часть скло- на	7	5180— 5205	»	—	+	—	+	Часть конкре- ций перекрыта осадками	Мало	—	—

2483,
10°02' с. ш.
146°26' з. д.

2483-45

в) дно депрессии

9

5205—
5210

»

—

+

+

+

То же

Много

—

—

Широкая слабовсхол-
мленная депрессия
(2,5×3,5):

а) восточная часть дна
депрессии

21

5193—
5210

»

—

+

+

+

Размытые следы
ползания живот-
ных, некоторые
конкреции по-
гребены

Мало

+

+

б) локальная выров-
ненная ступень на
пологом склоне

4

5197—
5198

»

—

+

+

+

—

Много

—

—

в) западная часть дна
депрессии

11

5194—
5197

»

—

+

+

+

Конкреции пе-
рекрыты осадка-
ми

Нет

—

—

5996,
10°58' с. ш.
153°23' з. д.

II

Абиссальный холм и
широкая депрессия
(6×12):

а) ступень вблизи вер-
шины холма

5

4760—
4770

Прерывистый пок-
ров четвертичных
кремнисто-глинис-
тых слабоизвестко-
вистых илов

Скальные поро-
ды, покрытые
рудными корка-
ми

+

—

+

Местами отсут-
ствуют осадки

Мало

+

—

б) верхняя часть скло-
на

2

4770—
4820

То же

То же

—

+

+

Часто отсут-
ствуют осадки

Нет

—

—

в) средняя часть скло-
на

2

4820—
4890

То же, илы бескар-
бонатные и слабо-
известковистые

»

—

—

+

Местами отсут-
ствуют осадки

Много

—

—

г) нижняя часть скло-
на

2

4890—
4930

Сплошной покров
четвертичных крем-
нисто-глинистых
илов

—

—

—

+

—

Очень много

—

+

д) дно депрессии

8

4920—
4930

То же

—

—

—

+

—

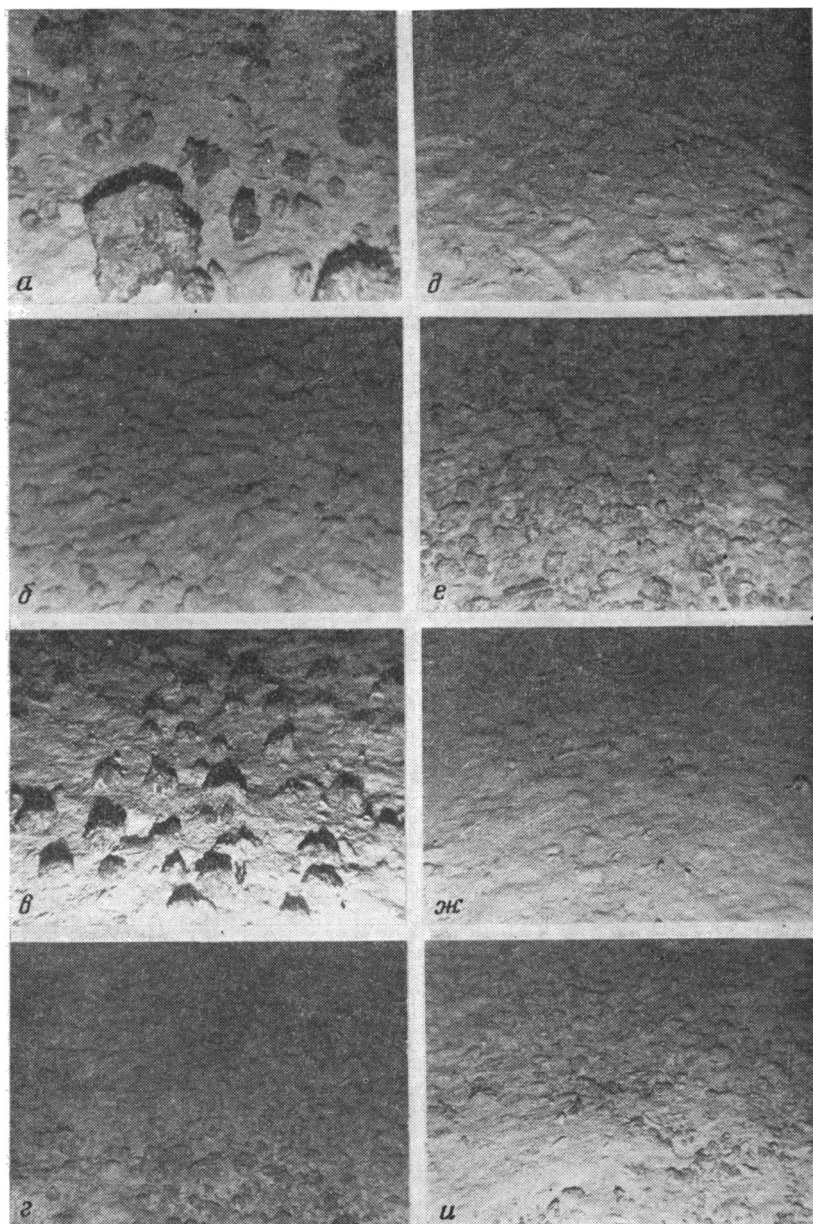
То же

—

—

Таблица (окончание)

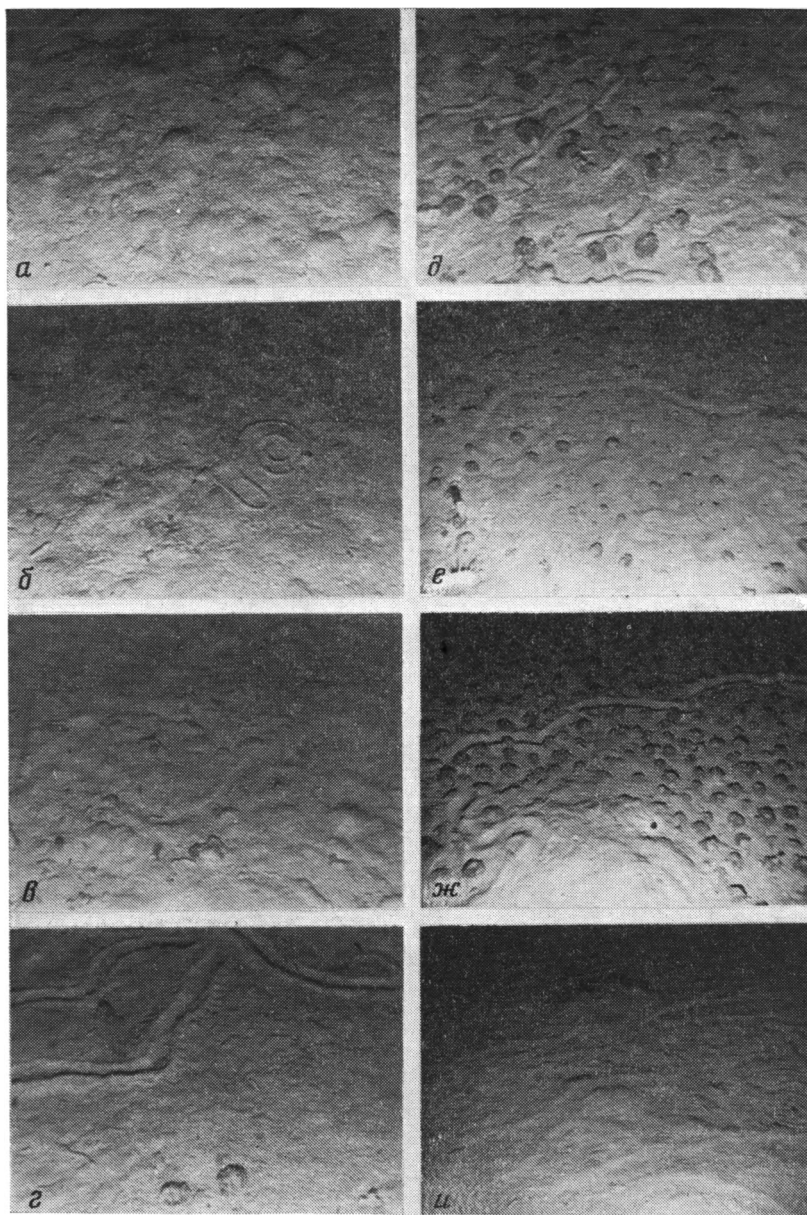
Полигон, координаты центра	Фотораз- рез	Элементы рельефа (площадь, км)	Число снимков	Глубина, м	Осадки	Породы и Fe—Mn-корки	Микрорельеф					Организмы	
							следи полза- ния бентосных организмов	приповерх- ностные ходы детритоедов	фекалии	следи течений	Fe—Mn-кон- креции на по- верхности осадков	прикрепляю- щиеся	свободно пе- редвигающие- ся
5996, 10°58' с. ш. 153°23' з. д.	III	Абиссальная равнина	18	5060— 5080	Сплошной покров четвертичных крем- нисто-глинистых илов	—	+	+	+	Часть конкре- ций перекрыта осадками, не- которые следи ползания раз- мыты	Мало	—	—
	IV	Локальная узкая де- прессия (0,5×4,0): а) западины на склоне	4	5065— 5150	»	—	+	—	+	Размытые следи ползания жи- вотных	Много	—	—
		б) выступы на склоне	14	5065— 5150	То же	—	+	—	+	То же	Очень много	—	—
		в) дно депрессии	2	5150— 5160	Сплошной покров олигоценых ра- диоляриевых илов	Редкие обломки пород	+	—	+	»	Мало	—	—
2512, 7°09' с. ш. 172°49' з. д.	2512-9	Дно широкой депрес- сии (6×10)	18	5895— 5910	Сплошной покров четвертичных крем- нисто-глинистых илов	—	+	+	+	—	Нет	—	—
2520, 10°26' с. ш. 175°08' з. д.	2520-20	Склон валообразного поднятия	24	5002— 5220	То же, илы слабо- известковистые	—	—	+	+	—	Очень много	+	—



Фиг. 2. Фотографии дна Тихого океана
 Фоторазрезы: 1936-I (а — гл. 5090 м, б — гл. 5093 м); 1936-IV (в — гл. 5180 м); 1936-V
 (г — гл. 5090 м, д — гл. 5100 м, е — гл. 5105 м, ж — гл. 5095 м, и — гл. 5105 м). Про-
 филь см. на фиг. 1

течений, которые предохраняют лежащие на поверхности дна ядра от захоронения, поддерживая условия «нулевой седиментации» (неотложения). Косвенно об этом свидетельствует и относительное обилие следов бентосной фауны. На дне широких депрессий, на глубинах до 5300 м, ядрами конкреций служат в основном комки глин, обломки костей и зубы ихтиофауны. Конкреции, судя по их сфероидальной форме, относятся к типу преимущественно седиментационных. Рост конкреций начался скорее всего почти одновременно и протекал довольно длительно в стабильных условиях, что объясняет их сходные размеры и сфероидальность.

Фотопрофиль V пересекает гребень небольшого узкого поднятия дна на глубине около 5100 м, причем перепад глубин в его пределах не пре-



Фиг. 3. Фотографии дна Тихого океана

Фоторазрезы: 1936-VI (а — гл. 5160 м, б — гл. 5158 м, в — гл. 5200 м, г — гл. 5210 м, д — гл. 5210 м); 2483-45 (е — гл. 5206 м, ж — гл. 5197 м, и — гл. 5196 м). Профили см. на фиг. 1

вышает 20 м. Несмотря на столь малую разницу глубин, здесь наблюдается неоднократная смена условий седиментации. Вершина поднятия и перегиб западного его склона характеризуются распространением округло-угловатых конкреций разного размера (фиг. 2, г), местами встречаются обломки рудных корок. Единичные конкреции погребены под тонким слоем кремнисто-глинистых илов. Следы ползания бентосных животных не обнаружены, фекальные образования, представленные прямыми и слабоизогнутыми валиками, довольно редки.

В ложбине на западном склоне неравномерно распределены округло-угловатые конкреции (местами их очень мало). Широко распространены здесь следы бентосных организмов (фиг. 2, д), встречаются извилистые приповерхностные ходы илоедов, скопления фекалий. Под воздей-

ствием придонных течений некоторые следы размыты. Для западного склона характерны многочисленные округло-угловатые конкреции (рис. 2, *е*), однако обломки Fe—Mn-корок отсутствуют. Следы жизнедеятельности представлены редкими фекальными валиками.

Перегиб восточного склона поднятия отличается малым количеством либо отсутствием конкреций на поверхности дна (фиг. 2, *ж*). Судя по многочисленным округлым бугоркам, конкреции погребены в результате намыва осадочного материала придонными течениями. Весьма обильны здесь извилистые и спиральные приповерхностные ходы илоедов, скопления фекалий, встречаются следы ползания бентосных организмов. На трех снимках восточного склона, снятых глубже, видны довольно многочисленные угловатые и округло-угловатые конкреции (фиг. 2, *и*). На участках дна, где конкреции отсутствуют, наблюдаются извилистые приповерхностные ходы илоедов, фекалии.

Описанную фациальную изменчивость можно объяснить действием придонных течений преимущественно восточного направления (соответствующего направлению потоков придонных антарктических вод). Эти потоки создавали условия неотложения и эрозии, благоприятные для роста конкреций на западном склоне, тогда как на ранее сформировавшиеся, вероятно, диагенетические или седиментационно-диагенетические конкреции за перегибом восточного склона был намыт слой ила. Такие условия, вероятно, благоприятны для развития ползающих по дну детритофагов, о чем свидетельствует обилие их следов.

Фотопрофиль VI выполнен в пределах узкой локальной депрессии с перепадом глубин около 50 м. Как и на профиле V, различия в условиях седиментации здесь в основном связаны с деятельностью субширотных придонных течений. Переносимая ими взвесь переотлагалась главным образом на верхней части восточного склона депрессии, которая характеризуется отсутствием конкреций по поверхности кремнисто-глинистых илов (фиг. 3, *а, б*). Довольно многочисленные округлые холмики указывают на то, что в недалеком прошлом существовали благоприятные условия для формирования конкреций, однако в дальнейшем переотложение осадочного материала придонными течениями привело к их погребению. Жизнедеятельность фауны проявлена здесь в виде спиральных приповерхностных ходов, фекальных образований и следов ползания.

- Нижняя часть склона депрессии отличается от вышеописанной постепенным увеличением количества округло-угловатых конкреций с возрастанием глубины, хотя концентрация их не превышает 10% (фиг. 3, *в*). Часть конкреций погребена осадками под воздействием придонных течений. Редкие следы ползания бентосных организмов размыты течениями, встречаются слабоизогнутые фекальные валики.

Дно депрессии (фиг. 3, *г, д*) характеризуется неравномерным распределением округлых, реже округло-угловатых конкреций. Часть конкреций погребена под тонким слоем осадков. На участках дна с редкими конкрециями наблюдаются многочисленные приповерхностные извилистые ходы илоедов, следы ползания глубоководных организмов, фекальные образования. Смена округло-угловатой формы конкреций нижней части склона на преимущественно округлую на дне депрессии свидетельствует о нескольких иных условиях их формирования, возможно, связанных с течениями, направленными вдоль депрессии.

На полигоне 2483, непосредственно продолжающем на север полигон 1936, подводное фотографирование проводилось в пределах слабосхолмленной широкой депрессии с перепадом глубин около 20 м (фиг. 1). На участке фоторазреза 2483-45 развит сплошной покров четвертичных кремнисто-глинистых илов (глинисто-радиоляриевых, обогащенных диатомеями). Восточная часть дна депрессии характеризуется редкими округлыми конкрециями, часть из которых погребена под тонким слоем ила (фиг. 3, *е*). На снимках запечатлены многочисленные следы ползания бентосных организмов, приповерхностные извилистые и спиральные ходы илоедов, фекальные образования, зафиксированы также

отдельные обитатели дна. Некоторые следы ползания размыты придонными течениями.

Локальная выровненная ступень на пологом склоне отличается от восточной части дна депрессии большим количеством округлых конкреций (фиг. 3, *ж*), редкими следами жизнедеятельности бентосных организмов.

Западная часть дна депрессии характеризуется отсутствием конкреций на поверхности осадков — все они погребены под действием придонных течений (фиг. 3, *и*), которые размыли отдельные трассы ползания донной фауны. Многочисленные следы жизнедеятельности организмов представлены также извилистыми ходами илоедов, фекальными скоплениями.

На полигоне 5996 выполнено три фоторазреза, характеризующих фациальные условия абиссальных холмов и депрессий в интервале глубин 4760—5160 м (фиг. 1). Дно большей части полигона выстилают [2] кремнисто-глинистые илы, которые с уменьшением глубины до 4800—4850 м становятся слабоизвестковистыми. На перегибах склонов нередко скалистые участки дна, покрытые рудными корками; почти повсеместно на поверхности осадков залегают конкреции.

На фотопрофиле II был обследован склон абиссального холма (с уклоном 11—12°), сочлененного с довольно широкой депрессией. Перепад глубин на разрезе составляет 170 м. Анализ подводных фотографий, состав осадков и другие показатели условий седиментации позволяют выделить здесь пять обстановок осадконакопления, постепенно сменяющих друг друга по мере увеличения глубины.

На выровненной ступени вблизи вершины абиссального холма (глубина 4760—4770 м) развит (фиг. 4, *а, б*) прерывистый покров четвертичных кремнисто-глинистых слабоизвестковистых илов (CaCO_3 от 10 до 23%). Обнаруженные участки дна покрыты рудными корками. На поверхности осадков встречаются редкие мелкие конкреции. Следы бентоса проявлены в виде единичных прикрепляющихся организмов, следов ползания и фекальных скоплений. Прерывистость осадочного чехла в основном обусловлена деятельностью придонных течений.

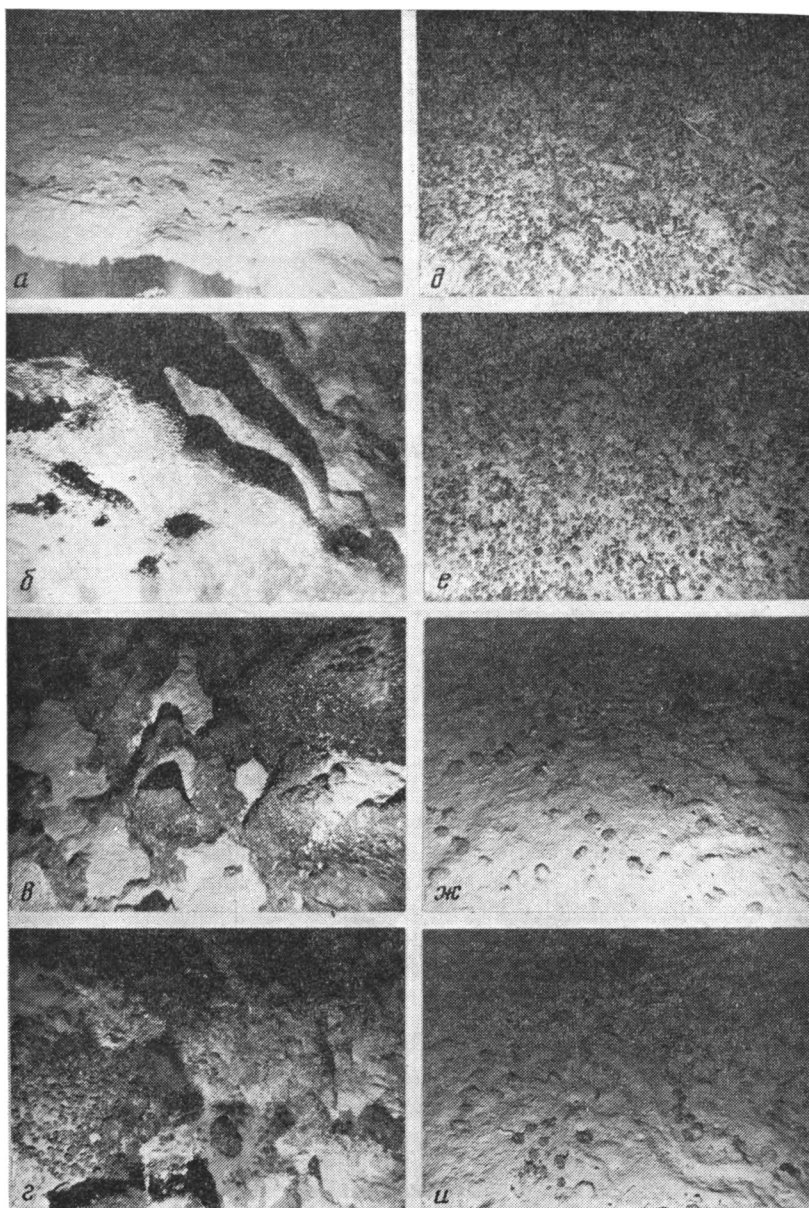
Верхняя часть склона (фиг. 4, *в*) характеризуется широким распространением обнажений коренных пород, перекрытых Fe—Mn-корками. Четвертичные кремнисто-глинистые слабоизвестковистые илы обнаружены только в небольших западинах, конкреций нет. На поверхности осадков, намывтых придонными течениями, встречаются редкие фекальные образования и приповерхностные извилистые ходы илоедов.

Средняя часть склона несколько отличается от вышеописанной по составу осадков — наблюдаются сочетающиеся бескарбонатные и слабоизвестковистые кремнисто-глинистые илы. Здесь еще встречаются коренные породы с рудными корками, обнаженные придонными течениями, однако значительные поля рыхлых осадков включают многочисленные мелкие конкреции (фиг. 4, *г*). Из следов жизнедеятельности фауны зафиксированы только редкие фекальные образования.

Нижняя часть склона перекрыта сплошным покровом четвертичных кремнисто-глинистых илов, на поверхности которых залегают многочисленные мелкие конкреции (фиг. 4, *д*). Фекалии редки, встречаются свободно передвигающиеся организмы, явные следы течений не обнаружены.

Обстановка дна депрессии во многом сходна с вышеописанной. Критериями для ее обособления послужили морфология дна и неравномерное распределение многочисленных мелких конкреций на поверхности кремнисто-глинистых илов (фиг. 4, *е*). Местами здесь встречаются крупные конкреции. Следы жизнедеятельности проявлены в виде фекальных образований, признаки придонных течений отсутствуют.

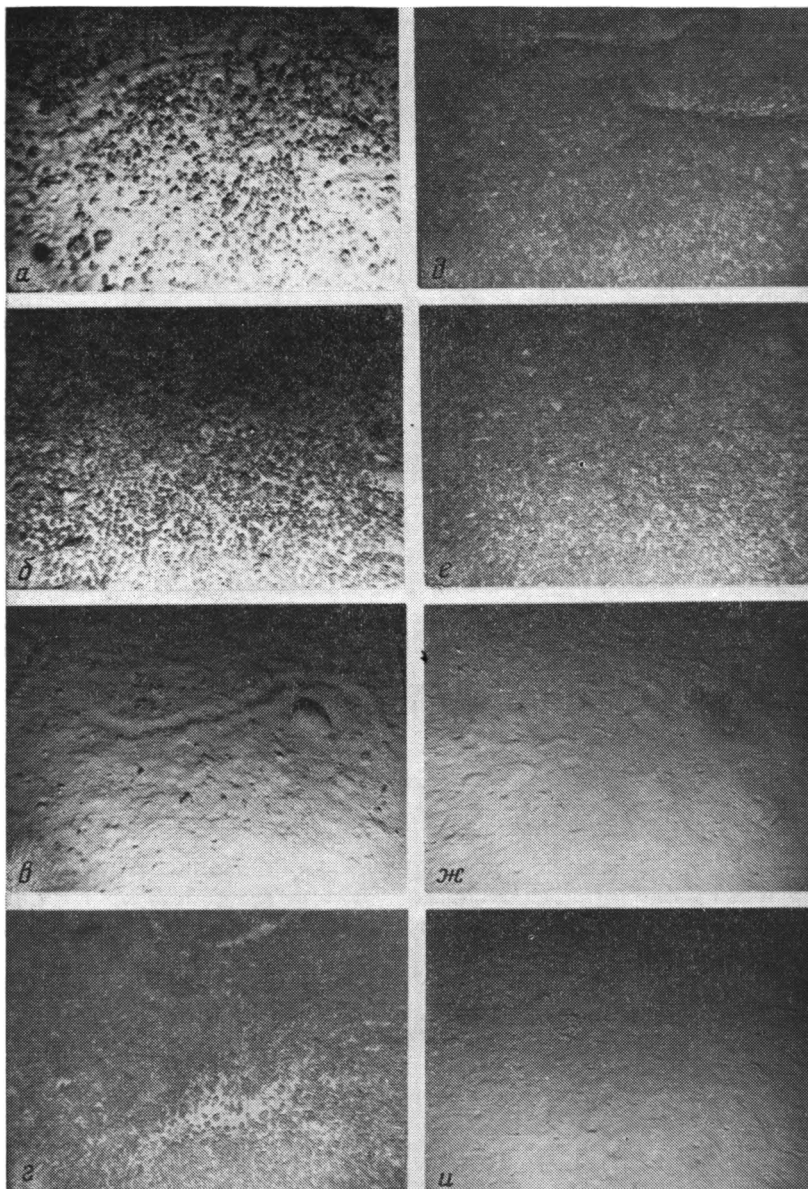
Фотопрофиль III выполнен на участке широкой депрессии (абиссальной равнины) с перепадом глубин 20 м. На дне депрессии развит сплошной покров четвертичных кремнисто-глинистых илов, на поверхности которых неравномерно распределены мелкие округлые конкреции и мно-



Фиг. 4. Фотографии дна Тихого океана
 Фоторазрезы: 5996-II (*а* — гл. 4755 м, *б* — гл. 4759 м, *в* — гл. 4798 м, *г* — гл. 4862 м, *д* — гл. 4931 м, *е* — гл. 4931 м); 5996-III (*ж* — гл. 5080 м, *и* — гл. 5068 м). Профили см. на фиг. 1

гочисленные следы ползания донной фауны, встречаются приповерхностные извилистые и прямые ходы илоедов, разнообразные по форме фекалии (фиг. 4, *ж*, *и*). Придонными течениями некоторые следы размыты, а часть конкреций погребена под тонким слоем осадков.

На фотопрофиле IV обследована часть локальной узкой депрессии с перепадом глубин около 100 м. На склоне депрессии с уклоном 4—5° развит сплошной покров четвертичных кремнисто-глинистых илов, а на дне обнажаются олигоценовые глинисто-кремнистые (радиоляриевые) илы [2]. Западины на склоне характеризуются высокой концентрацией мелких округлых конкреций (фиг. 5, *б*). Следы ползания бентосных организмов и фекальные скопления довольно редки, при этом некоторые следы размыты течениями.



Фиг. 5. Фотографии дна Тихого океана
 Фоторазрезы: 5996-IV (а — гл. 5071 м, б — гл. 5119 м, в — гл. 5160 м); 2520-20 (г — гл. 5011 м, д — гл. 5022 м, е — гл. 5025 м); 2512-9 (ж — гл. 5910 м, и — гл. 5905 м).
 Профили см. на фиг. 1

Выступы на склоне отличаются от западин более высокой концентрацией конкреций (фиг. 5, а), другие же показатели условий седиментации идентичны. Дно депрессии характеризуется низкой концентрацией очень мелких конкреций (фиг. 5, в). На поверхности илов наблюдаются многочисленные следы ползания бентосных организмов, а также изогнутые фекальные валики. Некоторые следы размыты придонными течениями. Уплотненные радиоляриевые илы олигоценного возраста, поднятые колёнкой в точке фотографирования, вероятно, перекрыты слоем современных осадков.

На полигоне 2512 подводное фотографирование проводилось на участке дна широкой пологой депрессии с перепадом глубин примерно 15 м. Дно депрессии перекрыто сплошным покровом четвертичных глинисто-радиоляриевых илов, обогащенных диатомеями, мощность которых

достигает 7 м. На поверхности осадков конкреции не обнаружены. В формировании микрорельефа дна исключительно высокую активность проявляют бентосные организмы (фиг. 5, ж, и). Следы жизнедеятельности зафиксированы в виде фекалий, приповерхностных ходов (бугорки, извилистые валики, нередко похожие на спирали и круги диаметром до 0,5 м), трасс передвижения животных по поверхности ила, многочисленных ямок неясного происхождения.

На полигоне 2520 фотопрофиль выполнен на склоне валообразного поднятия с перепадом глубин около 220 м (фиг. 1). Осадки склона представлены сплошным покровом четвертичных кремнисто-глинистых илов с очень высокой концентрацией мелких угловато-округлых конкреций (фиг. 5, з — е). По ходу разреза наблюдаются только небольшие пятна осадков (менее 10% от площади снимка), на поверхности которых конкреции разрежены или отсутствуют. Именно на этих участках видны фекалии и приповерхностные ходы роющих организмов. В некоторых местах конкреции сгруппированы вдоль извилистой линии длиной до 1 м и образуют четко выраженные валы высотой 6—8 см, за которыми прослеживаются ложбины, выполненные осадками. Не исключено, что такие формы микрорельефа сформировались в результате деятельности бентосных организмов, сдвигающих в стороны мелкие конкреции при перемещении по дну.

* * *

Приведенный в работе анализ подводных фотографий показывает, что внешний облик поверхности дна в сочетании с данными о составе осадков и конкреций позволяет более обоснованно подойти к анализу локальных изменений фациальных условий, выявить некоторые черты процессов, протекающих на границе «вода — дно». Вариации таких различимых на фотографиях характеристик поверхности дна, как концентрация, форма, размер и характер залегания Fe—Mn-конкреций, следы жизнедеятельности бентосных организмов, морфоскульптуры, созданные в осадках придонными течениями, и обнажения коренных пород дна, отражают меняющиеся гидродинамические условия в придонном слое, контролируемые ими процессы осаждения и перераспределения частиц «пелагического снегопада», роста конкреций и экологические условия обитания донной фауны.

На изученных полигонах состав пелагических осадков меняется незначительно: от кремнисто-глинистых (диатомово-радиоляриевых) илов до их слабобизвестковистых разновидностей, что отражает фоновые процессы пелагической седиментации в этом поясе относительно повышенной биологической продуктивности поверхностных вод и положение осадков ниже критической глубины карбоната накопления (КГК). Вся довольно пестрая картина фациальных изменений, описанная выше, создана главным образом пространственной неоднородностью воздействия на дно придонных течений, однако следы струй на фотографиях не обнаружены.

Воздействие преобладающих течений приводит к тому, что на эродируемом склоне поднятий конкреции растут в благоприятных условиях низких скоростей седиментации (осадочный материал выносятся) и постоянного обновления воды, обеспечивающей поступление в зону седиментационного роста конкреций растворенного рудного вещества. Периодическое захоронение конкреций под маломощным эфемерным слоем полужидкого ила, при намыве его течениями, наблюдаемое в ложбинах на склонах, может способствовать диагенетическому росту рудных облочков за счет поступления металлов из иловых вод. Относительное ускорение осадконакопления и соответствующее усиление поступления в осадки органического вещества должно способствовать развитию фауны детритофагов, следы которых действительно более обильны в участках намыва. В то же время условия длительного неотложения осадков должны фиксироваться при одинаковой биомассе бентоса в виде сгущений следов ползания, поскольку они «накапливаются» за более длительный срок. В целом же между концентрацией конкреций и густотой следов

бентоса нет определенной корреляции, если не считать почти полное отсутствие следов на плотных залежах конкреций.

При восстановлении палеофаций представляется полезной информация об изменчивости состава и строения конкреций, о закономерностях современного распределения конкреций, обнажений коренных пород, о влиянии придонных течений на седиментогенез, приуроченности следов жизнедеятельности к различным фациям. Трудно ожидать, что следы ползания бентосных организмов сохранятся после захоронения, однако приповерхностные ходы илоедов и зарывающихся дитритоедов прекрасно сохраняются в ископаемом состоянии десятки миллионов лет, свидетельством чему служат многочисленные примеры описания колонок пелагических осадков.

В создании россыпей обломков пород и разрушенных конкреций в пелагиали ведущая роль принадлежит тектоническим, гидродинамическим и склоновым гравитационным процессам. Последние, вероятно, наиболее эффективно проявляются на склонах с углами более $2-3^\circ$.

Литература

1. *Зенкевич Н. Л.* Атлас фотографий дна Тихого океана. М.: Наука, 1970. 136 с.
2. *Скорнякова Н. С., Мурдмаа И. О., Горбунова З. Н., Зенкевич Н. Л.* О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана//История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 148—173.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
5.XII.1984

УДК 550.4 : 552.323.5(491.1)

**ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ БАЗАЛЬТОИДОВ, ИЗМЕНЕННЫХ
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМ РАССОЛОМ НА П-ОВЕ РЕЙКЬЯНЕС
(ИСЛАНДИЯ)**

ГЕПТНЕР А. Р., КРИСТМАННСДОХТИР Х., СЕЛЕЗНЕВА М. А.

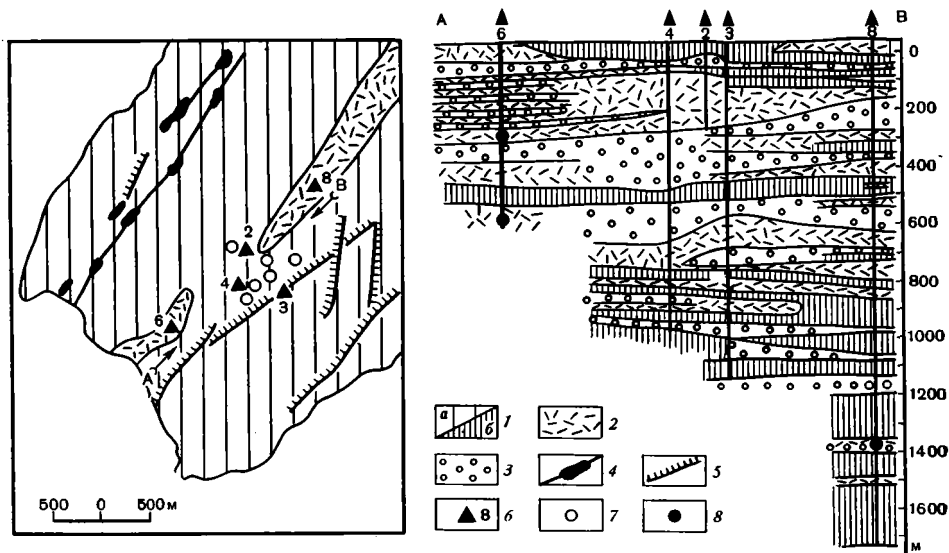
В статье рассматриваются особенности состава комплекса вторичных минералов, образовавшихся при взаимодействии базальтов и сидеромелановых гиалокластитов с нагретыми и метаморфизованными морскими водами. Установленные особенности химического и минерального состава измененных толщ п-ова Рейкьянес в совокупности с другими геологическими данными могут быть использованы для выявления в древних отложениях минеральных ассоциаций, образовавшихся в процессе взаимодействия базальтов с нагретой морской водой в зоне восходящих конвективных потоков подводных гидротермальных систем.

Бурение на геотермальной площади п-ова Рейкьянес предоставило редкую возможность исследовать воздействие восходящего потока нагретых морских вод на толщу базальтоидов и гиалокластитов мощностью около 2 км. Сейчас хорошо известны химический состав подземных вод района, состав и распределение в разрезе вторичных минералов, установлены основные температурные интервалы современного преобразования пород, выделены минералогические комплексы (ассоциации), характерные для разных температурных зон. Х. Кристманнсдохтир [13] показала, что химический и минеральный состав измененных пород п-ова Рейкьянес существенно отличается как от пород, преобразованных в Исландии предными гидротермами, так и от океанических базальтов, метаморфизованных нагретой морской водой. Основными факторами, определяющими эти различия, являются: температурный и химический режим подземных вод, отсутствие в океанических гидротермальных системах зоны вскипания. Большая часть образцов, поднятых из скважин, представлена шламом. Поэтому полученные анализы характеризуют лишь средний состав пробуренного разреза по интервалам в несколько метров.

В основу настоящей статьи положены результаты исследования керна трех образцов гиалокластитов, поднятого с различных глубин скважинами гидротермальной площади Рейкьянес. Гиалокластиты, первоначально сильнопористые породы, сейчас почти полностью замещены и сцементированы вторичными минералами. Детальные исследования показали хорошую сходимость химических и минералогических данных, полученных по керну и шламу гиалокластитов. Вместе с тем петрографические и микрозондовые исследования позволили выявить некоторые новые черты состава и условий преобразования пород п-ова Рейкьянес поднимающимися, нагретыми и метаморфизованными морскими водами.

МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В лаборатории изучались сидеромелановые гиалокластиты, отобранные из керна скв. Rn-6 и Rn-8; образец с лабораторным номером 81317 взят из керна скв. Rn-6 с глубины 301 м, а обр. 81316 — из той же скважины с глубины 570 м; обр. 77327 поднят из скв. Rn-8 с глубины 1371 м. Скважина Rn-8 пробурена у северного края геотермальной площади; скв. Rn-6 в настоящее время холодная, пробурена на участке, имеющем следы прежних гидротермальных проявлений. В скв. Rn-6 вскрыты гидротермально измененные породы, по составу



Фиг. 1. Геологическая карта и схематический разрез п-ова Рейкьянес, Исландия [23] 1 — базальты (а — на карте, б — на разрезе); 2 — гиаокластиты, брекчии; 3 — вулканогенно-осадочные породы; 4 — трещины и шлаковые конусы; 5 — сбросы; 6 — скважины; 7 — горячие источники; 8 — место отбора керна гиаокластитов

сопоставляющиеся с верхней половиной разреза скв. Rn-8 [23] (фиг. 1).

Петрографический и минеральный состав гиаокластитов и характер взаимоотношения (последовательность образования) вторичных минералов изучались в шлифах. Для исследования состава глинистых минералов из образцов выделялась глинистая фракция методом осаждения. Определение минерального состава глинистой фракции проводилось с помощью рентгеновского метода. Содержание основных петрогенных компонентов глинистой фракции определялось на атомно-эмиссионном спектроанализаторе ИУ-48. Валовой химический состав пород гиаокластитов и формы Fe установлены с помощью классического «мокрого» метода. Распределение отдельных петрогенных элементов в измененном сидеромелановом стекле и вторичных минералах исследовалось с помощью рентгеновского микроанализатора¹.

Установлено, что результаты определений SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O и K_2O в корренсите (обр. 77327), выполненных на атомно-эмиссионном спектроанализаторе и рентгеновском микроанализаторе, хорошо совпадают. Вместе с тем здесь же рентгеновским микрозондом установлены значительно меньшие значения для $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и CaO . Для обр. 81317 получены хорошо совпадающие результаты для Al_2O_3 , FeO_T и MgO и менее совпадающие для SiO_2 , TiO_2 , CaO и K_2O .

Отсутствие соответствия в определении содержания только некоторых из исследовавшихся и разных в двух образцах компонентов, вероятно, отражает реально существующие отличия в составе глинистого вещества на небольшом участке измененного стекла и глинистой фракции, характеризующей образец в целом. Отличия по содержанию некоторых компонентов могли возникнуть также в результате того, что в состав выделенных фракций помимо глинистых минералов в небольшом количестве попали гидроокислы железа, полевые шпаты, цеолиты, кальцит и другие неглинистые минералы. Так, например, в обр. 81317 атомно-эмиссионным спектроанализатором установлено 0,88% TiO_2 во фракции, а по данным микроанализатора в глинистом веществе, замещающем вулканическое стекло, его не более 0,05%. В шлифах этого образца выявлено большое количество мелких (2–4 мкм) выделений

¹ Аналитические исследования проводились в химической лаборатории и лаборатории физических методов исследований ГИН АН СССР.

сфена. Достаточно лишь небольшой части сфена попасть в выделенную глинистую фракцию, чтобы заметно увеличилось в ней содержание титана.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Исследованные образцы базальтовой гиадокластике отобраны из скважин, пробуренных в пределах трещинного роя Рейкьянес на юго-западном окончании одноименного полуострова, на площади высоко-температурных гидротермальных проявлений. Юго-западное окончание п-ова Рейкьянес является непосредственным наземным продолжением Срединно-Атлантической рифтовой зоны. Это область активных вулканических извержений недавнего прошлого и наиболее активная сейчас сейсмическая зона Исландии. В результате интенсивных новейших тектонических движений толщи вулканитов разбиты системой разломов и трещин, отчетливо выраженных на поверхности лавовой равнины, сложенной голоценовыми базальтовыми потоками трещинных и щитовых вулканов [10].

Среди этих лав сравнительно небольшие участки поверхности заняты хребтами и столовыми горами, сложенными подушечными лавами и базальтовой гиадокластикой. По данным бурения [5, 23], до глубины около 1000 м разрез представлен переслаивающимися базальтовыми брекчиями, подушечными лавами, туфами и вулканогенно-осадочными отложениями с редкими горизонтами базальтов. Ниже, до глубины 1754 м, преобладают базальты (фиг. 1). Есть основание считать, что вулканокластический материал и вулканогенно-осадочные породы верхней части разбуренного разреза накапливались в основном в водной обстановке. Нижняя часть разреза сложена главным образом наземными лавовыми образованиями.

Исследование состава разбуренных отложений и наземных выходов лав и гиадокластитов в пределах столовой горы Стапафедль и в прибрежных обрывах юго-западной оконечности п-ова Рейкьянес показало, что первичные или неизменные породы сложены четырьмя главными компонентами: сидеромелановым стеклом, раскристаллизованной основной массой, темноцветными минералами (оливин и пироксены) и плагиоклазами. В составе тонкозернистых брекчий и туфов основную роль играют обломки сидеромеланового стекла.

Выше уровня моря лавы и гиадокластиты, обнажающиеся за пределами геотермальной площади, остаются практически неизменными. Единственным продуктом вторичного преобразования является палагонит, развивающийся в виде тонкой пленки на поверхности обломков сидеромелановых стекол, длительное время экспонировавшихся на склонах гор, а также вдоль трещин, уходящих в глубь пород и в сильнопористых горизонтах подушечных лав.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Состав и условия формирования солевого состава гидротермальных рассолов п-ова Рейкьянес специально рассмотрены в ряде работ [2, 4, 5]. Самые верхние горизонты разреза содержат пресные холодные воды метеорного происхождения или представлены смесью пресных и холодных морских (до 33%) вод. Ниже этого уровня располагается горизонт холодных морских вод, сменяющийся глубже нагретыми морскими водами с максимальной температурой до 284°С. Химический состав термальных рассолов формируется в результате смешения морских и пресных вод и интенсивного взаимодействия подземных вод и пород [4]. По мнению В. И. Кононова [2], геохимические и тепловые расчеты свидетельствуют об участии в формировании рассола м. Рейкьянес не только морских и метеорных, но и магматических вод. Доля магматического флюида согласно этим расчетам может составлять около 25% термального рассола, а остальное приходится на морские (57%) и инфильтрационные (18%) воды.

Основные компоненты геотермальных вод п-ова Рейкьянес, ppm [13]

Компонент	Источник 1918	Скважина Rn-2	Скважина Rn-8	Морская вода
T, °C	100	225	270	—
SiO ₂	562	355	588	6,0
Na	15 900	10 700	9 520	10 470
K	2 130	1 400	1 380	380
Ca	2 400	1 790	1 580	398
Mg	24	1,1	1,43	1 250
SO ₄	180	75,6	40,8	2 630
Cl	28 450	20 500	19 200	18 800
F	0,25	0,15	0,15	1,26
Общее количество растворенных солей	49 800	34 800	33 300	33 900
CO ₂	42,1	2 110	1 930	100

Основные изменения солевого состава подземных вод происходят в процессе их взаимодействия с нагретыми породами. Процесс этот идет очень интенсивно. Время пребывания подземных вод в рассматриваемой системе, по данным изотопных исследований, оценивается менее 50 лет [20].

Нагретые воды геотермальной площади Рейкьянес отличаются высокой минерализацией (табл. 1). На глубине Cl и Na в них содержится почти столько же, сколько в морской воде. Содержание остальных компонентов в нагретом рассоле значительно отличается от состава морской воды. В термальных рассолах содержится намного больше SiO₂, Ca, K, HCO₃ и CO₂ и значительно меньше SO₄ и Mg [2].

Термальный рассол и морская вода имеют сходное значение Br/Cl, но Li и Rb в 40 раз, а Ba в 5000 раз больше в рассоле, чем в морской воде. Значительно больше в нем B, As, Cu, Zn и Hg [13].

Отмеченное уменьшение содержания SO₄ связано с осаждением ангидрита, а магний из морской воды заимствуется в процессе образования глинистых минералов. Калий выносится из базальтов, его содержание определяется интенсивностью метасоматического процесса и зависит от температуры. Обогащение калием верхней, менее нагретой части разреза было установлено Х. Кристианнсдохтир [11] и подтверждено последующими исследованиями. Большое количество SiO₂ и Ca в термальном рассоле также связано с процессами разрушения сильно нагретыми подземными водами базальтов и базальтовых гиадокластиков.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Для геотермальной площади Рейкьянес установлена сходная с другими районами Исландии вертикальная зональность гидротермального метаморфизма [23]. В зависимости от температуры прогрева пород сверху вниз здесь выделены следующие зоны изменения: 1) смектит-цеолит-кальцитовая; 2) смешанослойных минералов — пренитовая и 3) хлорит-эпидотовая. Эти зоны не всегда устанавливаются четко, минералы, типичные для низкотемпературных зон, встречаются в высокотемпературных зонах. Ниже показано, что высокотемпературные минералы могут быть обнаружены в ассоциации с низкотемпературным комплексом, но уже в верхней, смектит-цеолит-кальцитовой зоне.

Основными компонентами (по степени распространения и интенсивности развития) гидротермально измененных пород на разбуренной территории являются глинистые минералы. Содержание их в вулканокластитах и вулканогенно-осадочных породах достигает 70–90%, а в лавах 30–40%. Главными представителями слоистых силикатов являются смектит, хлорит и смешанослойные минералы хлорит-смектитового состава.

Небольшое количество иллита присутствует в ряде смешанослойных структур. В зоне выхода на поверхность горячих вод локально распространены каолинит [11].

Смектиты располагаются в самой верхней части разреза, в породах с температурой ниже 200° С. В нижней, наиболее сильно прогретой части разреза преобладают хлориты. Промежуточная зона неупорядоченно смешанослойных смектит-хлоритовых минералов приурочена к горизонтам с температурами 200—270° С.

В поровых пространствах пород смектиты вместе с кальцитом и цеолитами образуют зональные микрокристаллические агрегаты, в гиадокластитах они развиты также по сидеромелановому стеклу. В самых верхних 100 м скв. Рп-6 установлено наличие диоктаэдрических смектитов, на больших глубинах замещающихся триоктаэдрическим типом. В составе хлоритов наиболее широко распространен сильно разбухающий тип. Нормальный неразбухающий хлорит встречен только в скв. Рп-8 на глубине 1200—1600 м.

Помимо глинистых минералов в рассматриваемом разрезе установлены: ангидрит, цеолиты, опал, кварц, кальцит, пренит, эпидот, альбит, калиевый полевой шпат, пирит, гидроокислы железа, амфиболы [13, 23]. Впервые для разреза базальтовых толщ п-ова Рейкьянес отмечается наличие сфена.

Обнаруженный в скважинах ангидрит выделяется из соленых подземных вод, в процессе нагревания которых достигалась точка насыщения. Самые большие концентрации ангидрита наблюдаются ниже уровня холодных подземных вод, где температурный градиент очень высок. Значительные концентрации ангидрита в верхней зоне объясняются вторжением холодных соленых вод в гидротермальную систему, когда в результате тектонических подвижек перекрывающая шапка пород становится трещиноватой. В отдельных горизонтах скважин на разбуренном участке обнаружены концентрации ангидрита, достигающие 2—3%. Концентрация SO_4^{2-} в морской воде, равная 0,2%, соответствует приблизительно 0,3% ангидрита. Максимальная пористость пород составляет 30%. Если предположить, что этот объем заполнится при вторжении морской воды, то нагревание ее в каждом случае дает максимум 0,1 % ангидрита. Это значит, что 2—3% ангидрита могли образоваться при 20—30-кратном вторжении морских вод в толщи измененных пород [23]. В скв. Рп-8 больших скоплений ангидрита не отмечено. Слабое развитие здесь этого минерала связывается с более медленной фильтрацией и нагреванием подземных вод.

Ранее выполненными исследованиями [23] установлено, что зона распространения цеолитов в разных скважинах располагается на различной глубине; последняя зависит от температуры, и примерно при 230° С цеолиты исчезают. Цеолиты представлены морденитом, стильбитом, мезолитом и анальцимом. В скв. Рп-8 анальцим обнаружен ниже главной цеолитовой зоны. Кроме того, наблюдалось небольшое количество вайракита.

Опал и халцедон встречаются в самых верхних частях разреза и ниже замещаются кварцем, который распространяется до самых глубоких (до 1750 м) уровней буровых скважин. Температура опал-кварцевой границы располагается около 100° С.

Кальцит отмечен во всех измененных породах, максимальное количество его приурочено к верхним 500—700 м разреза. Широкое распространение кальцита в верхних частях разреза объясняется изменением рН в зоне вскипания.

Пренит впервые появляется в зоне промежуточной от цеолитовой к эпидотовой и встречается до максимальных разбуренных глубин.

Распределение эпидота контролируется температурой, а на его рост влияет проницаемость пород. Впервые эпидот появляется в туфогенных отложениях и брекчиях, но на этих же уровнях он отсутствует в менее проницаемых слоях. При 260—270° С эпидот встречается повсеместно. Минимальные температуры для его формирования составляют прибли-

Номер образца (глубина, м)	Тип выделения	Корренсит	Смектит	Сфен	Эпидот	Альбит	К.п.ш.	Цеолиты	Плал, табл.чедон	Пирит	Гидроокис Fe	Кальцит
81317 (301)	I											
	II											
81316 (570)	I											
	II											
77327 (1371)	I											
	II											

Фиг. 2. Вторичные минералы гидротермально измененных гиалокластитов
Структурно-петрографические типы: I — минералы, замещающие стекло
и (или) плагиоклазы; II — минералы, синтезированные из раствора

зительно 200° С. Эпидот образуется за счет плагиоклазов и слоистых силикатов.

Начальная стадия альбитизации плагиоклаза встречена на различных уровнях разреза. Постоянными компонентами измененных пород являются пирит и гидроокислы железа.

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗМЕНЕННЫХ ГИАЛОКЛАСТИТОВ

Здесь рассматриваются структурно-петрографические и минералогические особенности гиалокластитов, отобранных из скважин с глубин 301 (обр. 81317), 570 (обр. 81316) и 1371 м (обр. 77327).

Гиалокластиты состоят в основном из измененных, замещенных глинистыми минералами и хлоритом обломков сидеромелановых стекол. Обломки мелкопесчаной и алевроитовой размерности, остроугольной формы с округлыми газовыми пустотами, заполненными в настоящее время вторичными минералами. Плагиоклазы и пироксены встречаются в виде кристаллов вкрапленников в стекле. По своему структурному облику гиалокластиты обр. 81317 и 77327 сходны с гидроэксплозивной сидеромелановой гиалокластикой влк. Суртсей, содержащей небольшое количество кристаллической фазы. Гиалокластика обр. 81316 отличается наличием переменного, а иногда большого (от 10 до 50%) количества мелких таблеччатых кристаллов плагиоклазов. По форме обломков и большому количеству кристаллов плагиоклаза эта гиалокластика сходна с десквамационным типом, образующимся в процессе разрушения зоны закала подушечных лав [1].

В гиалокластитах из верхних горизонтов разреза плагиоклазы остаются большей частью неизмененными; из хлорит-эпидотовой зоны — в различной степени замещены эпидотом, альбитом и калиевыми полевыми шпатами. Пироксены не имеют следов изменения.

Неожиданным оказалось, что в гиалокластитах, отобранных в скв. Рп-6 с уровня, соответствующего смектит-цеолит-кальцитовый зоне (301 м), присутствует сфен, известный в Исландии в более глубоких и сильнее прогревавшихся гидротермально измененных вулканокластах базальтового состава [25].

Общий состав вторичных минералов, обнаруженных в рассматриваемых гиалокластитах, приведен на фиг. 2. Ширина заштрихованного поля отражает относительное содержание минералов по образцам. Вторичные минералы по характеру взаимоотношения с исходными компонентами породы разделяются на две структурно-генетические группы: I — метасоматические минералы, замещающие стекло и (или) плагиоклазы, и II — минералы, синтезированные из раствора в поровом пространстве породы (газовые пустоты обломков стекол, межзерновое пространство, трещинки). Сложный характер структурных взаимоотношений метасоматических и синтезированных минералов позволяет наметить лишь общие черты последовательности преобразования гиалокластитов. Определенно можно говорить о формировании смектитов и корренсита на ранних стадиях изменения стекла, а калиевый полевой шпат и кальцит отнести к самым поздним этапам преобразования исследованных пород. Большое количество минералов, синтезированных из раствора, указывает на интенсивное перераспределение петрогенных компонентов в процессе изменения гиалокластитов.

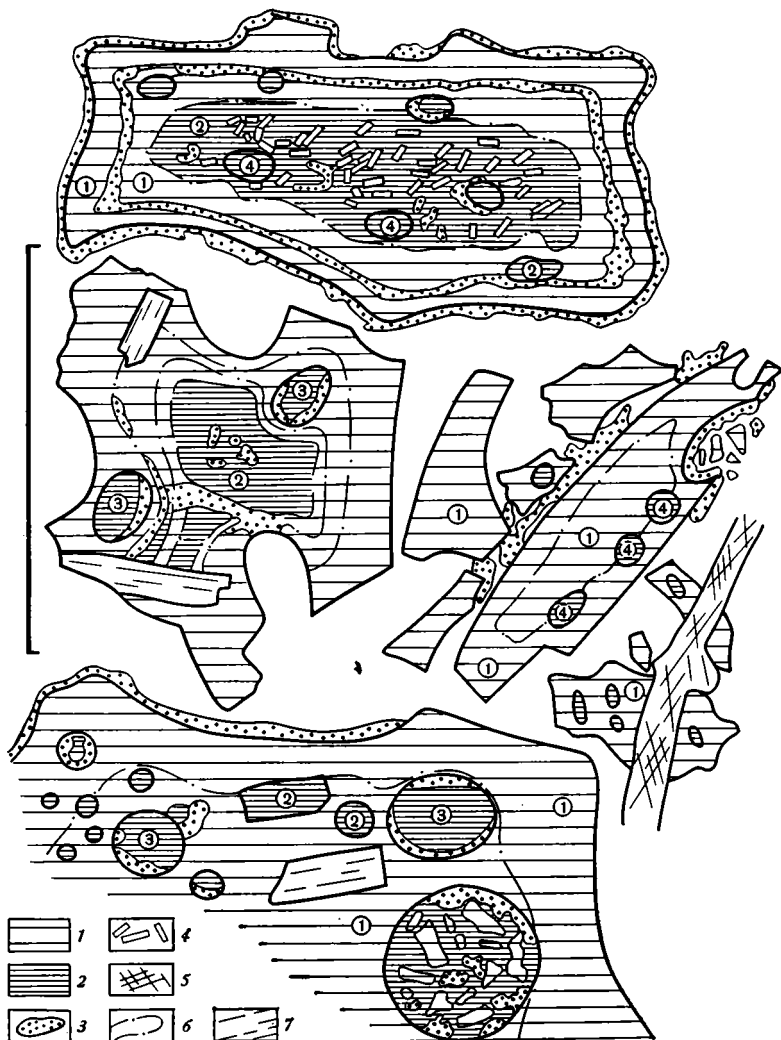
Глинистые минералы — это основной компонент гидротермально измененных сидеромелановых гиалокластитов. В большинстве случаев стекло полностью замещено глинистым веществом без изменения формы и первоначального объема обломка. Глинистые минералы играют большую роль и в цементе породы. На участках породы, подвергшихся наиболее интенсивной гидротермальной переработке, стекло замещается крупнокристаллическими, радиально-лучистыми агрегатами глинистых минералов, а в обр. 81317 тонкозернистые агрегаты глинистых минералов, замещающие стекло, включают многочисленные кристаллы калиевых полевых шпатов. По составу и характеру взаимоотношения минеральные комплексы, замещающие стекло, не отличаются от образовавшихся в поровых пустотах и цементирующих породу.

В сидеромелановых гиалокластитах с глубины 301 м (обр. 81317) оптически установлено наличие четырех типов глинистых минералов: метасоматический тип состоит из глинистого вещества зеленого цвета, изотропного, «рыхлой» структуры, равномерно замещающего сидеромелановое стекло (1) и глинистого вещества зеленого цвета, радиально-лучистой структуры с сильным плеохроизмом (от зеленого до бесцветного) и высоким двупреломлением (2). Глинистое вещество этого типа развито в основном в центральных частях крупных обломков стекла. Глинистое вещество, синтезированное из раствора в поровом пространстве породы, состоит из минералов зеленого и фиолетового цвета, оптически сходных со вторым типом (3), и минералов ярко-зеленого цвета, микроагрегатной структуры, с низким двупреломлением и точечной поляризацией (4). По данным рентгеновского анализа, глинистая фракция обр. 81317 состоит из смектита и небольшого количества корренситоподобного минерала.

В поле распространения глинистого вещества типа 1 на крупных обломках стекла отчетливо выявляются две-три концентрические зоны, отличающиеся по цвету (ярко-зеленая, темно-зеленая, оливковая). Границы зон четкие, ровные. Скопления микроглобулярных выделений сфена чаще встречаются на границе зон и реже на площади самих зон. Они в большом количестве облекают поверхность измененных обломков сидеромелана, выстилают стенки газовых пустот, частично или полностью заполняют их (фиг. 3).

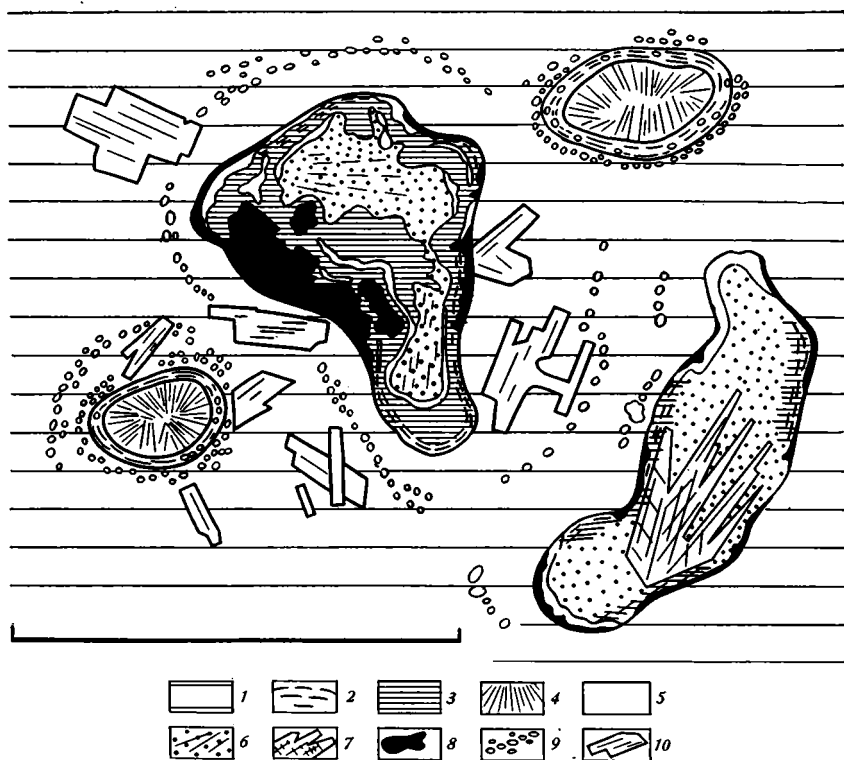
В поровых пустотах и на отдельных участках стекла совместно с глинистыми минералами развиты мелкие кристаллы калиевых полевых шпатов. Кальцит заполняет мелкие трещинки и поровое пространство, оставшееся пустым.

В гиалокластитах, поднятых с глубины 570 м (обр. 81316), оптически различаются два типа глинистых минералов: 1) метасоматические, замещающие стекло, зеленого цвета с «рыхлой» микроагрегатной структурой, точечной поляризацией, с низким двупреломлением и 2) синтезированные в пустотах, образующие крупнокристаллические



Фиг. 3. Обломки сидеромеланового стекла, замещенные вторичными минералами (гиалокластит, обр. 81317, скв. Rn-6, гл. 301 м, зарисовка со шлифа)
 1 — смектиты с низким двупреломлением или изотропные; 2 — смектиты с высоким двупреломлением, плеохроирующие; 3 — сфен; 4 — калиевый полевой шпат; 5 — кальцит; 6 — границы оптически различных зон внутри поля метасоматических смектитов; 7 — плагиоклазы. Цифрами в кружках обозначены оптически различные типы глинистых минералов, описанные в статье. Длина масштабного отрезка 1 мм

агрегаты и каемки. Цвет зеленый, отчетливо плеохроирует в желто-зеленых тонах, высоко двупреломляет. По данным рентгеновского анализа здесь установлено наличие только триоктаэдрического смектита. Как и в образце с глубины 301 м, характерно наличие отчетливых признаков зонального замещения сидеромелановых стекол глинистым веществом. Это концентрические, повторяющие в общих чертах контур обломка стекла, полосы глинистого материала, отличающиеся по окраске, структуре, интенсивности двупреломления. Цепочки микроглобулярных выделений гидроокислов железа, располагающиеся на площади измененного стекла, подчеркивают наличие этой зональности. Микроглобулярные скопления гидроокислов железа в большом количестве встречаются также в краевой зоне обломков стекла и оконтуривают газовые полости, присутствуют в синтезированном глинистом веществе, выстилающем стенки газовых пустот и межзерновое пространство гиалокластита. Глинистые минералы поровых пустот частично замещаются опалом и халцедоном (фиг. 4).



Фиг. 4. Измененное сидеромелановое стекло (гиалокластит, обр. 81316, скв. Рп-6, гл. 570 м, зарисовка со шлифа)

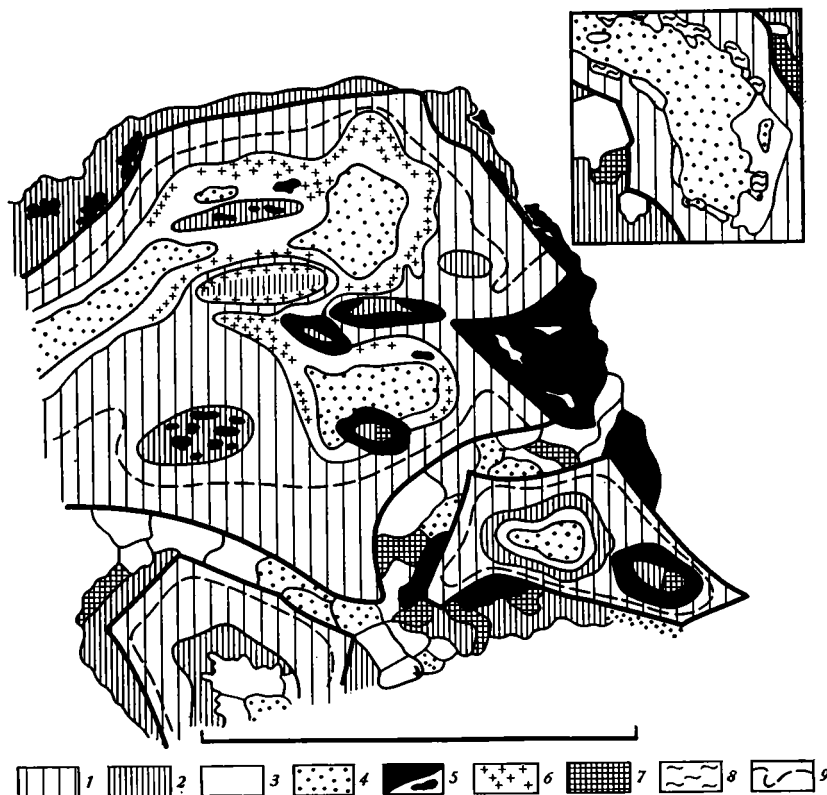
1 — смектиты с низким двупреломлением или изотропные; 2—4 — смектиты с высоким двупреломлением, плеохроирующие (2 — ориентированные по стенкам газовых пустот, 3 — равномерно-зернистые, 4 — радиально-лучистые); 5 — опал водяно-прозрачный; 6 — халцедон волокнистый с микровключениями; 7 — кальцит; 8 — пирит; 9 — гидроокислы железа; 10 — плагиоклазы; длина масштабного отрезка 1 мм

В гиалокластитах из скв. Рп-8 с глубины 1371 м (обр. 77327) в шлифах удастся различить два типа глинистого вещества: 1) метасоматическое, замещающее стекло, представленное изотропным или с очень низким двупреломлением и микроагрегатной структурой, плотным, однородным материалом зеленого цвета, и 2) синтезированное из раствора в пустотах, с отчетливым двупреломлением, образующее крупнокристаллические скопления. Оба типа состоят из корренсита². Некоторые обломки стекла замещены крупнокристаллическим агрегатом корренсита, альбитом и калиевыми полевыми шпатами (к. п. ш.). Здесь же альбит, к. п. ш. и эпидот замещают плагиоклазы. Корренсит, альбит и к. п. ш. — основные минералы цемента гиалокластитов. Микроглобулярные выделения сфена располагаются только в цементе породы, за пределами измененных обломков стекол (фиг. 5).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ИЗМЕНЕННЫХ БАЗАЛЬТОВ И ГИАЛОКЛАСТИТОВ

Характер поведения отдельных элементов в процессе гидротермального изменения пород п-ова Рейкьянес со значительной степенью достоверности может быть выявлен при сопоставлении со свежими голоценовыми базальтами этого же района. Химический состав гидротермально измененных базальтов и гиалокластитов из нескольких скважин этого района недавно опубликован Х. Кристманнсдохтир [13]. Данные о составе свежих базальтов приведены в работе С. П. Якобссона и др. [10].

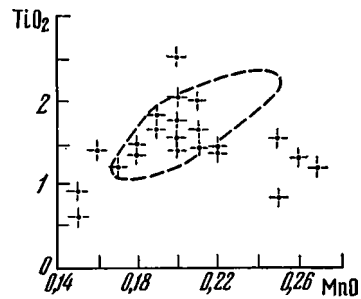
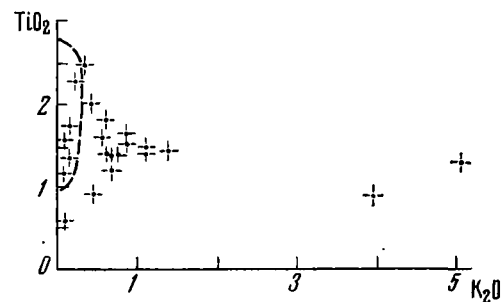
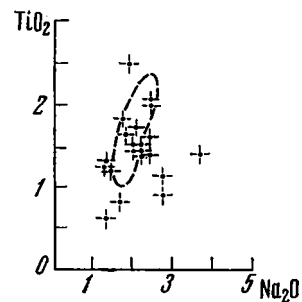
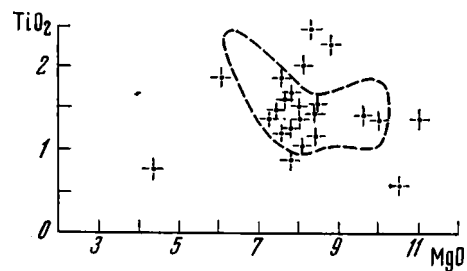
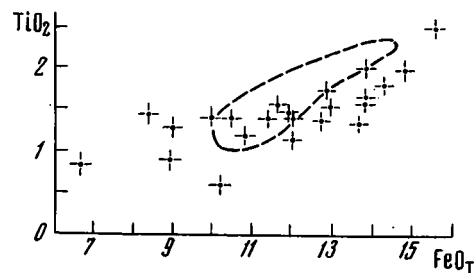
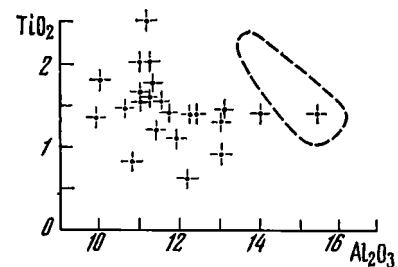
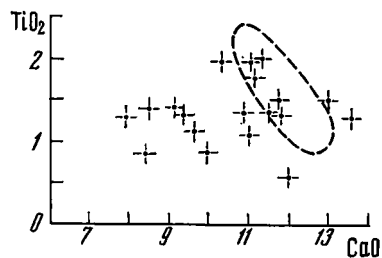
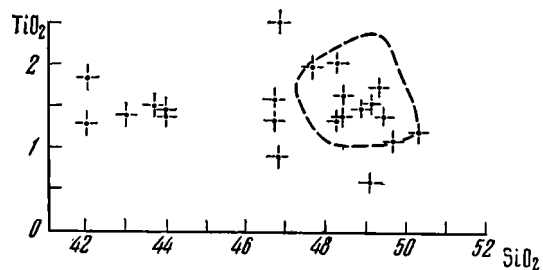
² Рентгеноструктурные исследования смектитов и корренсита выполнены В. А. Александровой и Т. Н. Соколовой (ГИН АН СССР).



Фиг. 5. Обломки сидеромеланового стекла, замещенные вторичными минералами (гналокластит, обр. 77327, скв. Rn-8, гл. 1371 м, зарисовка со шлифа)
 1 — метасоматический корренсит; 2 — синтезированный корренсит; 3 — альбит; 4 — калиевый полевой шпат; 5 — пирит; 6 — гидроокислы железа; 7 — сфен; 8 — эпидот; 9 — граница оптически различных зон внутри поля метасоматического корренсита. Длина масштабного отрезка 1 мм. Во врезке — зарисовка соотношения вторичных минералов, выявленного при интерпретации распределения петрогенных элементов на фотографиях растрового микрозондирования, сторона квадрата равна 200 мкм

Основная масса новейших вулканитов на п-ове Рейкьянес представлена толеитами (9,7 км³) и оливиновыми толеитами (3,2 км³) при небольшом участии (0,2 км³) пикритовых базальтов. Установлено большое однообразие химического состава внутри отдельных лавовых потоков толеитовых базальтов, тогда как для потоков пикритовых базальтов отмечены значительные вариации состава по MgO (от 10,7 до 28,8%) и TiO₂ (от 0,62 до 0,23%). Оба петрохимических типа лав характеризуются низким содержанием K₂O и Na₂O и высоким содержанием CaO и Fe.

Обогащение или обеднение измененной породы петрогенными элементами установлено на основании анализа их содержаний по отношению к титану. Титан очень малоподвижен, и вариации значений содержания позволяют говорить о накоплении или выносе этих элементов. Правда, в высокотемпературной хлорит-эпидотовой зоне изменения гналокластитов отмечена миграция титана за пределы сидеромеланового стекла. Но и в этом случае он концентрируется здесь же в составе сфена в межзерновом и поровом пространстве породы, а количество титана по породе в целом совпадает с данными для свежих базальтов. В зоне более низких температур значительная часть выделений сфена располагается еще в пределах измененного стекла (обр. 81317). Миграция титана из измененного стекла происходила, видимо, в результате резкого изменения pH растворов. Экспериментальными исследованиями было показано, что при взаимодействии с нагретой морской водой при формировании Mg-содержащих минералов (в данном случае



Фиг. 6. Содержание основных петрогенных элементов (в %) по отношению к TiO_2 в свежих и измененных породах (использованы данные из [13]). Пунктирной линией показано поле неизмененных базальтов п-ова Рейкьянес (по [10])

Минерал (номер образца)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	MgO
Смектит и корренситоподобный минерал (81317)	35,78	0,88	10,03	18,47	0,28	15,09
Смектит (81316)	39,52	0,99	8,08	17,38	0,19	13,93
Корренсит (77327)	32,36	0,52	12,90	18,56	0,10	20,26
То же (77327а)	32,73	0,26	13,42	16,85	0,29	22,44

смектитов и хлоритов) и определенных соотношениях в системе порода — морская вода, раствор становится кислым [22].

По сравнению со свежими базальтами гидротермально измененные породы значительно обеднены SiO₂, Al₂O₃ и CaO и обогащены K₂O (фиг. 6). Содержание остальных компонентов в измененных и свежих породах в общем близкое. Лишь небольшое количество измененных пород отличается заметным увеличением или обеднением содержания FeO_{общ}, MgO, MnO и Na₂O. Измененные базальты и гиалокластиты сильно гидратированы, а Fe в них в значительной степени окислено. Это хорошо видно из сопоставления величин Fe₂O₃/FeO в гиалокластитах (1,2 — гл. 301 м, 2,7 — гл. 570 м, 2,27 — гл. 1371 м) и в свежих толентовых базальтах (0,15—0,20) п-ова Рейкьянес [10].

Результаты химического анализа смектитов (обр. 81317, 81316) и корренсита (обр. 77327), выделенных во фракции <0,001 мм из гиалокластитов, представлены в табл. 2. Корренсит (обр. 77327) в лаборатории был разделен седиментационным способом на две группы. Образец 77327а состоит из наиболее тонкозернистой части фракции <0,001 мм и заметно отличается большим количеством MgO и меньшим содержанием CaO.

Повышенное содержание MgO установлено не только в хлоритах, но и в смектитах гидротермально измененных пород п-ова Рейкьянес (табл. 2). На треугольной диаграмме Al₂O₃ — FeO_{общ} — MgO смектиты и хлориты из скважин этого района формируют самостоятельную группу, располагающуюся между глинистыми минералами океанических базальтов и наземных базальтов и гиалокластитов Исландии, измененных пресными гидротермами (фиг. 7). Характерно совпадение ряда данных по смектитам и хлоритам п-ова Рейкьянес и океанических базальтов.

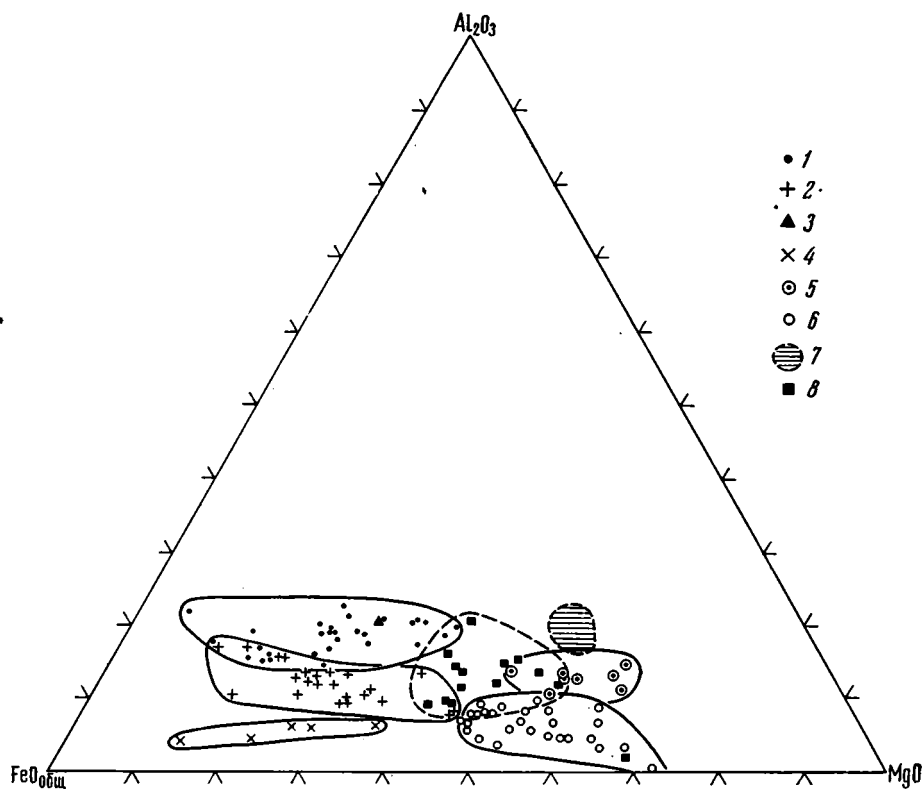
С помощью рентгеноспектрального микроанализатора для смектитов и корренсита удалось выяснить большой разброс значений содержания MgO, FeO_{общ}, Al₂O₃ и SiO₂. Микрозондовое профилирование смектита (обр. 81317) показало значительные изменения состава, в общем совпадающие с выявленной оптическими исследованиями зональностью метасоматического глинистого материала (фиг. 2). Изменение состава отдельных зон особенно заметно для MgO и Al₂O₃, слабее для SiO₂ и CaO и очень слабо для FeO_{общ}. Смектит, заполняющий газовую полость в обломке стекла, по сравнению с метасоматическим глинистым материалом содержит заметно меньше FeO_{общ}, MgO и Al₂O₃. На двух микрозондовых профилях в смектитах, синтезированных в поровом пространстве гиалокластитов, выявились значительные колебания содержания MgO на фоне относительно равномерного распределения FeO_{общ}. Смектиты, замещающие стекло и синтезированные в пустотах, содержат очень мало (не более 0,05%) TiO₂. По-видимому, сфен является единственным Ti-содержащим минералом этой породы (фиг. 8).

В корренсите (обр. 77327), по данным рентгеноспектрального микроанализа, наибольший разброс значений содержания отмечен для MgO (от 20 до 29% для метасоматического типа и от 21 до 25% для синтезированного). Содержание FeO_{общ} в обоих типах глинистого вещества близкое (10—14%).

измененных сидеромелановых гиадокластитов, %

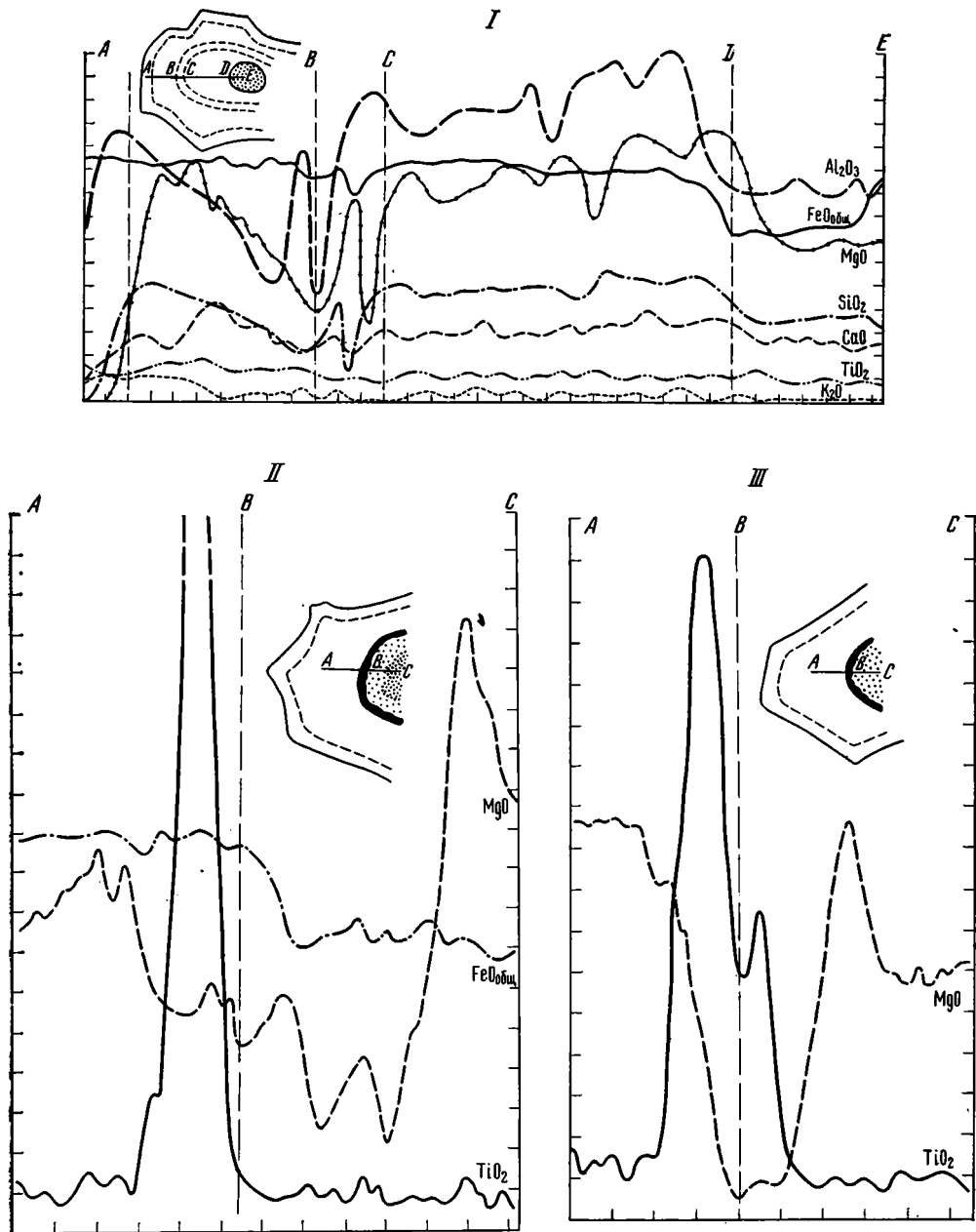
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	Σ	Fe ₂ O ₃	FeO
1,84	0,01	0,41	0,35	15,29	98,43	9,61	7,97
2,90	0,35	0,08	0,21	14,85	98,48	12,19	4,67
2,80	0,48	0,16	0,00	Не опр.	88,14	13,26	4,77
1,61	0,41	0,24	0,02	»	88,27	Не опр.	Не опр.

По сравнению со свежими базальтами в измененных породах п-ова Рейкьянес значительно больше К. Калий входит в состав калиевых полевых шпатов, смектитов, иллита и некоторых цеолитов. В смектитах К очень мало, максимальное содержание K₂O не превышает 0,5%. К-содержащие цеолиты в составе измененных пород играют небольшую роль. Калиевый полевой шпат в небольшом количестве отмечен по всему разрезу. В исследованных гиадокластитах основная часть К концентрируется в калиевых полевых шпатах. Как уже отмечалось ранее [13], в верхней части разреза измененных пород общее содержание K₂O резко увеличивается (почти до 4%). Есть все основания предполагать, что в основном это происходит вследствие увеличения содержания в измененных породах калиевого полевого шпата.



Фиг. 7. Состав глинистых минералов в наземных и океанических гидротермально измененных базальтах

Наземные базальты, измененные пресными гидротермами: 1 — хлориты; 2 — смектиты (данные по Исландии [17, 25]); 3 — глинистые минералы высокотемпературной геотермальной площади Крабла [13]; океанические базальты, измененные морскими, слабо нагретыми водами; 4 — нонтрониты [16]; 5 — хлориты [15]; 6 — сапониты [2, 8, 9, 15]; 7 — хлориты океанических метабазальтов [8]; базальты и базальтовые гиадокластиты, измененные морскими рассолами; 8 — хлориты, корренситы, смектиты [13]



Фиг. 8. Распределение некоторых петрогенных компонентов в измененных гнаукластитах (обр. 81317, данные микрозондового профилирования). На профилях I, II, III — содержание (в %) компонентов, в одном делении шкалы: SiO_2 5,68; CaO 0,35; Al_2O_3 0,69; $\text{FeO}_{\text{общ}}$ 1,90; MgO 1,34; TiO_2 0,05. Горизонтальный масштаб: 1 деление — 4 мкм. На фигурах — расположение профиля и оптически различимые зоны в смеците, замещающем стекло и заполняющем газовую полость. Увеличение содержания TiO_2 на профилях совпадает на фигурах с зоной распространения сфена (черная кайма)

* * *

Преобразование базальтов и гнаукластитов п-ова Рейкьянес происходило в результате многократного промывания погружающихся толщ нагретыми морскими водами. Широкое развитие в гнаукластитах метасоматических и синтезированных из раствора минералов указывает на активное перераспределение основных петрогенных компонентов в процессе гидротермального преобразования пород. Слабо подвижным даже в хлорит-эпидотовой зоне изменения остается титан.

Известно, что при взаимодействии базальтов и нагретой морской воды Mg фиксируется, а эквивалентное количество Ca выносится из измененных пород [19]. Количество захваченного из морской воды Mg увеличивается при более интенсивном промывании водой, и, следовательно, в значительной степени зависит от проницаемости исходных пород. Это явление особенно характерно для нисходящих потоков гидротермальных систем, расположенных в базальтовых толщах океанического дна. В других частях гидротермальных систем замещение Ca на Mg происходит значительно слабее или вовсе отсутствует.

На п-ове Рейкьянес скважинами вскрыта толща пород, измененная, по-видимому, в основном восходящим потоком нагретых и существенно уже изменивших исходный состав морских вод. Базальты и гиадокластиты в этом разрезе переработаны неодинаково: наиболее интенсивно гиадокластиты — более пористые и реакционноспособные породы разреза. По сравнению со свежими базальтами для них характерна особенно значительная потеря Al, Ca, Si и обогащение K.

В процессе преобразования базальтовых толщ, выщелачивания и выноса из пород одних компонентов и ассимиляции вторичными минералами других, существенно изменялся состав подземных вод. Сопоставление свежих и измененных пород с холодной морской водой и нагретым морским рассолом позволяет выявить некоторые особенности геохимии гидротермальных процессов п-ова Рейкьянес. По ряду компонентов состав нагретых морских вод определенно соответствует процессу происходящих вторичных изменений. Так, обогащение рассола SiO_2 и CaO отражает уменьшение содержания этих компонентов в измененных породах. Однако для большинства элементов такого соответствия в системе рассол — измененная порода нет. По сравнению с холодной морской водой в рассоле MnO больше в 200—300 раз, содержание Na_2O не изменяется или его в 1,5 раза больше, K_2O в 5 раз больше. Вместе с тем гидротермальная переработка не приводит к заметному обеднению базальтов и гиадокластитов Na и Mn, а содержание K даже увеличивается в них почти в 10 раз. Следует обратить внимание и на то, что в измененной толще существуют значительные вариации содержания Si, Al, Ca, Fe и Mg [13]. Это может быть объяснено достаточно активным выщелачиванием и перераспределением этих элементов в пределах изменяющейся толщи. Совершенно определенно можно говорить о перемещении больших масс K в зоне изменяющихся пород. В подземные воды п-ова Рейкьянес K поступает, по-видимому, из глубоких горизонтов сильно измененных базальтов и гиадокластитов. Основная область фиксации его во вторичных минералах располагается в верхней части разреза и совпадает с зоной резкого изменения состояния подземных вод (вскипание, дегазация, понижение температуры, изменение pH). В этих условиях формирование K-содержащих минералов может происходить в общем из растворов и с небольшим содержанием калия.

Многие образцы гиадокластитов верхней части разреза и особенно из эпидот-хлоритовой зоны (обр. 77327) по величине CaO/MgO не отличаются от сильно измененных океанических базальтов [19]. Это наводит на мысль, что процесс преобразования базальтовых толщ п-ова Рейкьянес, по крайней мере в ряде случаев, сопровождался поступлением Mg из морской воды. Определенно, влияние морской воды выявляется при сопоставлении состава Mg-содержащих минералов в измененных породах. Выше отмечалось, что часть смектитов и хлоритов измененных толщ п-ова Рейкьянес близка к слоистым силикатам океанических базальтов. В толще базальтовых пород п-ова Рейкьянес встречаются глинистые минералы с очень низким содержанием Al_2O_3 [13], которые по соотношению $\text{FeO}_{\text{общ}}$, MgO и Al_2O_3 полностью совпадают с полем смектитов из измененных меловых океанических базальтов [6—9, 14—16, 19, 21, 24].

Длительные наблюдения показали, что состав современных гидротермальных рассолов п-ова Рейкьянес не остается постоянным. За

10-летний период для скв. Rп-8 отмечены заметные колебания (увеличение и сокращение до 3 раз) содержания Mg и SO_4 , происходившие на фоне очень слабых вариаций концентрации остальных элементов и общего количества растворимых солей [13]. Выявленные микрозондовым профилированием вариации содержания Mg в метасоматических и синтезированных смектитах и корренсите можно рассматривать как следствие изменения содержания этого элемента в подземных водах. Извлечение Mg из морской воды и фиксация его во вторичных минералах особенно быстро происходит при высоких температурах. Поступление в восходящую ветвь гидротермальной системы морских вод разной температуры и в различной степени прореагировавших с базальтами могло быть одной из причин неравномерной во времени интенсивности поступления Mg из морской воды и выноса Са из сидеромеланового стекла в процессе образования глинистого вещества. Довольно равномерное распределение Fe в метасоматических и синтезированных из растворов глинистых минералах указывает на интенсивное перераспределение этого компонента в изменяющихся гиадокластитах.

Замещение плагиоклазов альбитом и пироксенов амфиболом отмечено в работе [13] для различных, включая и верхний, интервалов пробуренного разреза. С альбитизацией плагиоклазов в гиадокластитах с глубины 1371 м связано заметное увеличение (3,74%) содержания Na_2O как на общем фоне измененных пород, так и по отношению со свежими базальтами. Однако если судить по данным химического анализа, альбитизация в большинстве случаев не играла значительной роли в процессе изменения пород этого разреза.

В районе современной высокотемпературной гидротермальной деятельности альбит при T 200°С локально наблюдался в породах и при 300°С становился обычным вторичным минералом [12]. Наличие в некоторых горизонтах верхней части разреза сфена, альбита и амфибола — минералов, характерных для высокотемпературных зон гидротермального метаморфизма, может быть связано с прорывом вверх по системе разломов и зонам трещиноватости глубинных, сильно нагретых вод и локальным повышением температуры пород.

В целом вскрытые буровыми скважинами толщи п-ова Рейкьянес следует рассматривать как пример преобразования базальтовых пород морской водой уже измененного состава в зоне восходящих потоков гидротермальной системы.

Отмеченные особенности состава глинистых минералов и распределения сфена, альбита и амфиболов в разрезе измененной толщи в значительной степени контролировались тектоническим фактором. Быстрое погружение накапливавшихся вулканических толщ и постоянное подновление системы разломов и зон трещиноватости обеспечивало интенсивное передвижение и смещение в гидротермальной системе морских вод, в различной степени прореагировавших с вмещающими породами.

С низкотемпературным типом изменения океанических базальтов в зоне нисходящих потоков изученные породы п-ова Рейкьянес сближает накопление в них К и высокая степень выщелачивания Са. Вместе с тем они отличаются слабым изменением валового содержания Mg и Na, интенсивно удаляющихся из океанических базальтов [6, 14, 24]. Отличает их также поведение Si и Al. Многие измененные породы п-ова Рейкьянес отличаются от свежих пород меньшим содержанием кремния и алюминия, а для слабо измененных океанических базальтов отмечено увеличение содержания Si и очень слабая тенденция увеличения Al [3, 7].

Рассматриваемые базальты и гиадокластиты по химическому и минеральному составу отличаются от metabазальтов зеленосланцевой фации океанического дна. Правда, наиболее интенсивно измененные гиадокластиты по соотношению СаО и MgO стоят ближе к океаническим metabазальтам, но четко отличаются от них меньшим валовым содержанием Mg [19]. Промежуточное положение между железистыми и

магнезиальными разностями занимают смектиты и хлориты п-ова Рейкьянес.

Установленные особенности химического и минерального состава измененных толщ п-ова Рейкьянес в совокупности с другими геологическими данными могут быть использованы для выявления в древних отложениях минеральных ассоциаций, образовавшихся в процессе взаимодействия базальтов с нагретой морской водой в зоне восходящих конвективных потоков подводных гидротермальных систем.

Литература

1. Гелтнер А. Р. Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 350. С. 94—122.
2. Кононов В. И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг)//Тр. ГИН АН СССР. 1983. Вып. 379. 216 с.
3. Коссовская А. Г., Симанович И. М., Шутов В. Д. Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981. С. 5—16.
4. Arnason B. Groundwater systems in Iceland traced by deuterium//Soc. Sci. Islandica. Publ. Reykjavik. 1976. V. 42. 236 p.
5. Bjornsson S., Arnorsson S., Tomasson J. Economic evaluation of Reykjanes thermal brine area, Iceland//Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1972. V. 56. P. 2380—2391.
6. Donnelly T. W., Thompson G., Salisbury M. H. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1319—1330.
7. Flower M. F. J., Pritchard R. D., Puchelt H. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980, p. 1021.
8. Humphris S. E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. № 1. P. 107—125.
9. Humphris S. E., Thompson R. N., Marriner G. F. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1201—1218.
10. Jakobsson S. P., Jonsson J., Shido F. Petrology of the Western Reykjanes Peninsula, Iceland//J. Petrol. 1978. V. 19. Part 4. P. 669—705.
11. Kristmannsdottir H. Types of Clay Minerals in Hydrothermally altered Basaltic Rocks, Reykjanes, Iceland//Jökull. 1976. V. 26. P. 30—39.
12. Kristmannsdottir H. International Clay Conference, 1978/Eds Mortland M. M., Farmer V. C. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Co., 1979. P. 359—367.
13. Kristmannsdottir H. Chemical evidence from Icelandic Geothermal systems//Hydrothermal processes at seafloor spreading centers/Eds Rona P. A., Bostrom K., Laubier L., Kenneth L. S. N. Y.: Plen. Publ. Corp. 1984. P. 291—320.
14. Lawrence J. R. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1183—1184.
15. Pritchard R. G. Alterations of basalts from Deep Sea Drilling Project, Legs 51, 52 and 53, Holes 417A and 418A//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1185—1200.
16. Rusinov V. L., Laputina I. P., Muravitskaja G. N., Zvjagin B. B., Gradussov B. P. Clay minerals in basalts from Deep Sea Drilling Project, Holes 417 and 418//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1265—1272.
17. Mehegan J. M., Robinsson P. T. Secondary Mineralization and Hydrothermal Alteration in the Reydarfjordur Drill Core, Eastern Iceland//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B8. P. 6511—6524.
18. Mevel C. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1299—1318.
19. Mottl M. J. Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges//Geolog. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. № 2. P. 161—180.
20. Sakai H., Gunnlaugsson E., Tomasson J., Rouse J. E. Sulfur isotope systematics in Icelandic geothermal systems and influence of seawater circulation at Reykjanes//Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 1223—1231.
21. Scarfe C. M. Secondary minerals in some basaltic rocks from deep sea drilling project, Legs 52 and 53, Hole 418A//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1243—1252.
22. Seyfried W. Jr., Mottl M. J. Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions//Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. № 6.
23. Tomasson J., Kristmannsdottir H. High temperature alteration minerals and geothermal brine, Reykjanes, Iceland//Contr. Mineral. Petrol. 1972. V. 36. № 2. P. 123—134.
24. Ui T., Haramura H., Nagai H. Major element chemistry and microprobe studies of basalts from Deep Sea Drilling Project. Leg 51, Hole 417//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 51—53. Wash., 1980. P. 1001—1020.
25. Viereck L. G., Griffin B. J., Scmicke H. U., Pritchard R. G. Volcaniclastic Rocks of the Reydarfjordur Drill Hole, Eastern Iceland 2, Alteration//J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B8. P. 6459—6476.

Геологический институт АН СССР,
Москва,
Национальное энергетическое бюро,
Рейкьявик, Исландия

Поступила в редакцию
14.VII.1986

УДК 552.313.8 : 553.435 (574.1)

СУБМАРИННЫЕ ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ СТРУКТУР ЮЖНОГО УРАЛА

БЕЛГОРОДСКИЙ Е. А.

Рассмотрены особенности вулканизма рудных полей, обуславливающие специфику накопления продуктов извержений и разнообразных кластических пород. Описаны вулканокластические горные породы, маркирующие региональные уровни колчеданного рудоотложения: витрокластические туфы дацитов и игнимбритовидные туфы риодацитов, которые отличаются хорошей сортировкой обломков по составу и размеру, а также вулканогенно-обломочные породы, характерные только для рудоносных структур.

Выполненные в последние годы детальные исследования показали, что среди вулканокластитов среднедевонской базальт-риолитовой контрастной формации, вмещающей на Южном Урале колчеданные месторождения, широко развиты туффитовые и вулканомиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, которые закономерно чередуются с лавами, туфами и сульфидными рудами [1, 4, 7—9]. Сравнение разрезов рудных полей, находящихся в различных зонах Урала — Магнитогорской и Восточно-Уральской, — с разрезами безрудных участков позволяет выявить отложения, характерные только для рудных полей и рудовмещающих структур и неизвестные за их пределами. Выделение таких отложений из пестрой гаммы вулканокластитов, участвующих в строении разрезов контрастной формации, имеет большое значение и может способствовать расширению перспектив известных и открытию новых месторождений.

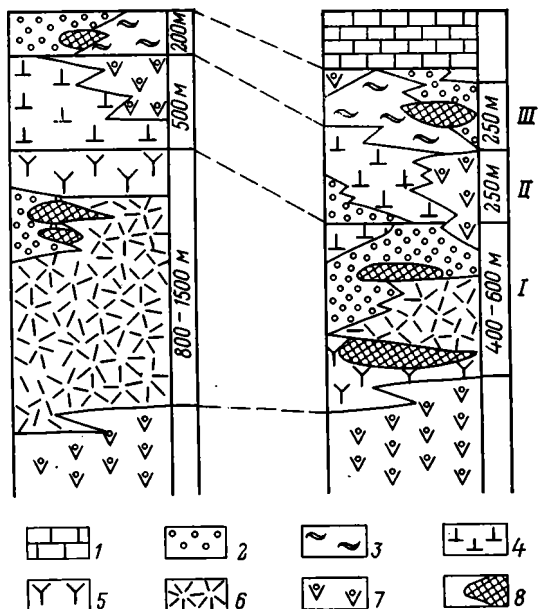
ВУЛКАНИЗМ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Колчеданные месторождения в вулканических толщах приурочены большей частью к останцам палеовулканов [3, 7]. Известно также, что в истории развития вулканизма колчеданные руды образуются на субмаринных стадиях развития построек, когда те осложняются депрессиями различного типа. Классификация палеовулканических структур, вмещающих колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, детально рассмотрена в работах [3, 4, 7, 9, 12]. Этими исследователями показано, что вулканические структуры эволюционируют в следующем общем виде: щитовой базальтовый вулкан → стратовулкан → кальдерообразование → возникновение на склонах мелких кислых вулканических построек, сопряженных с дуговыми и радиальными разломами и депрессиями. Показано также, что границы базальтовых построек (кольцевые разломы основания) являются естественными границами рудных районов [1, 9].

В пределах околожерловых зон аппаратов в период перехода от базальтовых излияний к кислым реконструируется обстановка поднятий, которая отражается в смене базальт-яшмовых ассоциаций щитовых вулканов пирокластическими фациями, маркирующими стадию стратовулканов [9]. Вблизи вулканов в мелководной обстановке формируются красноцветные бомбовые туфы, которые чередуются в разрезах с гналокластитами и невыдержанными пачками аглютинатов надводного фонтанирования (восточный берег оз. Гнилого в Верхнеуральском рудном районе; Касаргинское месторождение и др.), спекшимися туфами риодацитов, органогенными и оолитовыми известняками. Межвулканические депрессии, разделяющие отдельные постройки, унаследованно прогибаются и в них накапливаются мелкообломочные кремнисто-туфовые осадки, чередующиеся с лавами и пачками кислых пеплов.

Фиг. 1. Стратиграфические колонки Касаргинско-Султановского 1 и Верхнеуральского 2 рудных районов (по С. А. Черкашеву, 1984 г.)

1 — известняки; 2 — вулканогенно-обломочные породы; 3 — игнимбритовидные туфы III стадии кислого вулканизма; 4 — лавы порфировых риодацитов II стадии кислого вулканизма; 5 — фельзитовые риодациты; 6 — витрокластические туфы дацитов I стадии кислого вулканизма; 7 — базальтовые лавы, туфы, аглютинаты; 8 — колчеданные руды



Разрезы базальтового основания рудных районов представляют собой мощные (до 5000 м [4, 11]) накопления лав, грубообломочной пирокластики и аглютинатов; мощности разрезов вне останцов палеовулканов уменьшаются в 7—10 раз и составляют первые сотни метров. Здесь в основном развиты массивные и подушечные лавы с прослоями яшмовидных туфоалевролитов, мелкообломочных тефрондов и туфов.

Палеовулканологическое крупномасштабное картографирование рудных районов Южного Урала позволило расчленить продуктивный кислый вулканизм на три стадии [2]. I стадия дацит-риолитового вулканизма связана с деструкцией базальтового пьедестала рудных районов по сети синвулканических разломов и знаменует образование экструзивных построек и сопряженных с ними линейных, секторных и подковообразных депрессий. Эксплозивные процессы носили взрывной характер: количество лав в разрезах не превышает первых процентов. В большинстве рудных районов максимум (800—1500 м) мощностей стратифицированных кислых толщ приходится на вулканы I стадии (фиг. 1), что позволяет еще при мелкомасштабных исследованиях выделять такие участки в качестве наиболее перспективных, так как в подобных разрезах размещены колчеданные руды большинства южноуральских месторождений. Довольно часто среди вулканитов I стадии преобладают афировые и мелкопорфировые разности.

II стадию отличают спокойные лавовые излияния, охватывающие всю площадь базальтового палеовулкана и формирующие лавовые плато. На окраинах рудных районов к кислым лавам присоединяются извержения базальтовых лав. Мощности лавовых покровов плато в поднятых блоках составляют 100—150 м, а в депрессиях неполная мощность может достигать 500—700 м (Александринский рудный район). Рудные поля характеризуются сочетанием сравнительно маломощных пакетов лавовых покровов с останцами плоских экструзий, нивелирующих и бронирующих расчлененный рельеф, сформированный в I стадию кислого вулканизма. За пределами крупных построек рудных районов в эту стадию образуются либо одиночные куполовидные экструзии, либо толщи чередующихся кислых и основных лав, корни излияний которых находятся за пределами участков, в вулканотектонических поднятиях. Колчеданные месторождения в разрезах лавовых толщ II стадии на Южном Урале неизвестны.

В III стадию образуются риодацитовые и андезитодацитовые вулканокластиты; останцы построек располагаются на лавовых плато II стадии, реже на более древних образованиях. Вулканокластиты III стадии

обычно завершают разрезы контрастной формации в рудных районах и за их границами неизвестны. Мощности вулканокластитов меняются от первых десятков до первых сотен метров: максимальные цифры характеризуют руины плоских насыпных построек (Талганское месторождение) и мелкие кальдеры, телескопированные в более древние (Касаргинское месторождение). Наиболее характерные породы III стадии — игнимбритовидные туфы. Выводные каналы эксплозий в виде сложно ветвящихся даек прорывают базальтовые и кислые лавы (Молодежное, Имени XIX партсъезда, Касаргинское месторождения), но нередко туфы связаны с лавами II стадии многократным переслаиванием или отделены от них вулканомиктовыми конгломератами, переполненными плоской галькой пляжевого типа (Узельгинское месторождение). Игнимбритовидные туфы развиты, как упоминалось, локально, но там, где они картируются, им отвечает второй (верхний) региональный уровень рудоотложения [2]. С площадями развития игнимбритовидных туфов совпадают ореолы низкотемпературных синвулканических изменений — окремнение (халцедонизация) и серицитизация, в которых происходит полное разложение всех вкрапленников, кроме кварца.

В отличие от месторождений безрудные участки характеризуются сильной редуцированностью кислого вулканизма I стадии, и здесь базальты и кислые лавы II стадии обычно совмещены с единичными экструзиями I и (или) III стадии. Вулканогенно-обломочные породы большей частью представлены мелкообломочными разностями — толщами псаммитовых и алевропсаммитовых осадков, тогда как синхронные им отложения рудных полей чаще мелкопесчистые. В пластах и пачках мелкообломочных пород, удаленных от центров вулканизма, повсеместно отмечается сульфидная минерализация, приуроченная к горизонтам кислых пеплов. К подошве этих горизонтов тяготеют скопления витрокластики и подрудные ассоциации элементов (Cu, Co, Mo) — индикаторов колчеданного оруденения. Слои в кровле пепловых горизонтов обогащены кристаллокластикой и сопровождаются геохимическими ореолами надрудно-флангового типа (Ba, Pb, Zn). Эти особенности строения пепловых горизонтов позволяют коррелировать их с рудовмещающими толщами месторождений, сопоставлять эти слои с кислыми вулканиками I стадии, а геохимические аномалии — с вулканогенно(гидротермально)-осадочными рудами. Указанные выше особенности осадков удаленных фаций — одно из важнейших свидетельств регионального проявления уровней рудоотложения и тесных связей руд с вулканосадочным литогенезом.

Как видно из приведенных данных, каждую из стадий кислого вулканизма отличает комплекс характерных признаков, по-разному проявленный на месторождениях и рудопроявлениях. Важнейшее отличие рудных районов состоит в том, что это останцы вулканов, сосредоточение фациально пестрых и мощных толщ лав, вулканокластитов, прорванных субвулканическими интрузиями различного состава. Здесь реконструируется особо интенсивная прерывисто-непрерывная эксплозивная деятельность, расчлененный палеорельеф, мощные проявления синвулканической сольфатарно-фумарольной деятельности, тяготеющие к корням экструзивных построек и нарушениям, ограничивающим рудоносные депрессии. Особый интерес вызывают внутрикальдерные продуктивные структуры, унаследованно опускавшиеся с начала ранней кальдерной стадии. В таких депрессиях обычно располагаются месторождения, содержащие многоэтажные колчеданные залежи (например, Узельгинское, Касаргинское, Султановское). Тектоническая обособленность этих структур, приуроченность к ним мощных толщ обломочных пород и полей гидротермалитов, отсутствующих на бортах, определяют депрессии как участки локального дренажа и разгрузки гидротерм.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Среди пирокластических пород, типичных для колчеданосных структур, маркирующее значение имеют витрокластические туфы дацитового состава и игнимбритовидные туфы андезитодацитового и риода-

цитового состава. Витротуфы — характерные породы первой стадии кислого вулканизма, игнимбритовидные туфы — третьей.

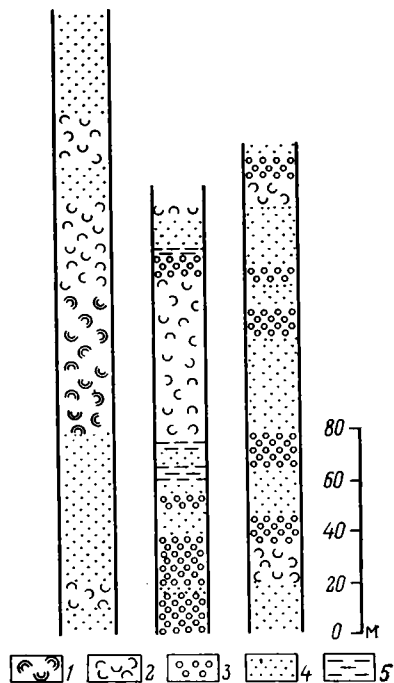
Описание кернa по девяти уральским колчеданным месторождениям, осмотр обнажений и карьеров на месторождениях Сибайском, Учалинском, Имени XIX партсъезда, Молодежном и др. показывает, что определяющим признаком субмаринных пирокластических отложений является градационная слоистость, причем в большинстве пластов устанавливается сортировка материала не только по крупности, но и по составу. Среди кислых пирокластитов преобладают разности с гидрохимическим типом цементации, что вместе с рядом других признаков не позволяет использовать термин *игнимбрит*, который употребляется при описании пирокластитов южноуральских месторождений [6]. Сортировка вулканокластики создает различные типы слоистости: многократную градационную, плосколинзовидную и др. Наиболее распространены двухэлементные слои с не совершенной сортировкой материала и неясно обособленными слоевыми единицами, реже (фиг. 2) встречаются трехэлементные слои (Касаргинское месторождение).

В витрокластических туфах первым снизу элементом ритма (э. р.) является псефитовый туф, состоящий из резургентных обломков риодацитов размером от 2 до 12 см, в подчиненных количествах присутствуют обломки апогнальных дацитов оскольчатой, рваной и сложной ключевидной формы (ювенильные). Пространства между крупными обломками выполнены тонкораздробленным материалом того же состава, обычно сильно перекристаллизованным и превращенным нередко в агрегат вторичных минералов. Наполнитель имеет форму цемента выполнения промежутков, а количество его обычно не превышает 8—10% объема породы.

Переход ко второму э. р.—мелкопсефитовому туфу с размером обломков 1—3 см чаще постепенный, обусловленный уменьшением количества и размера литокластов и увеличением доли витрокластов. Мелкообломочный наполнитель играет во втором э. р. роль цемента базального типа, и количество его увеличивается до 25—30%. Распределение обломков и цемента неравномерное: витрокласты образуют в наполнителе плосколинзовидные струйчатые скопления, которые являются первым снизу элементом многократного чередования слоев, то переполненных витрокластами, то разбавленных мелкообломочным «цементом». Такой тип слоистости особенно характерен для гравийно-псаммитовых туфов, постепенно сменяющихся псаммитовыми (третий э. р.), а затем алевропсаммитовыми.

Витрокластический пепловый туф состоит из рогульчатых и угловатых осколков стекол, немногочисленных кристаллокластов — зерен плагиоклаза и кварца, погруженных в кварц-хлорит-альбитовый наполнитель (размер обломков 0,05—0,5 мм). Снизу вверх количество обломков фенокристаллов уменьшается и в алевропсаммитовых пеплах уже заметно преобладает витрокластика.

В разрезах туфовых толщ доминируют слои, состоящие из первого и второго э. р., псаммитовые туфы третьего э. р. встречаются реже. Подсчеты мощностей пластов витротуфов в хорошо разбуренных разрезах

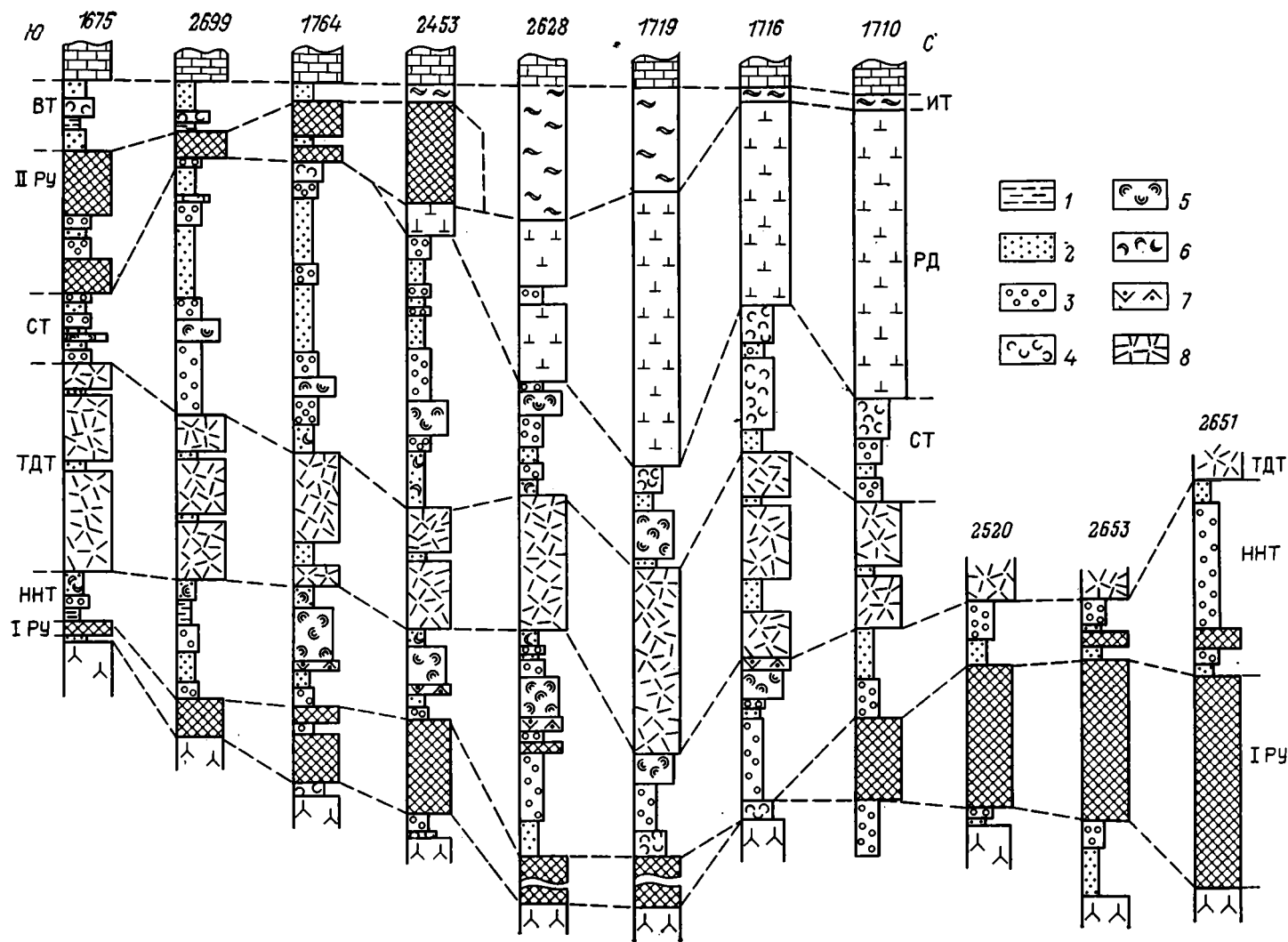


Фиг. 2. Градационная слоистость в витрокластических туфах Касаргинского месторождения
Туфы: 1 — агломератовые; 2 — грубообломочные; 3 — гравийные; 4 — псаммитовые; 5 — алевропсаммитовые и алевропелитовые

Касаргинского месторождения показывают следующие соотношения: гравийные мелкопсефитовые (размер обломков около 3 см) составляют около 75% объема туфовых толщ, псефитовые 19 и псаммитовые 8%. Эти результаты подсчетов довольно приближенные, так как значительные количества пепловых витрокластитов известны и за границами кальдеры месторождения, где они слагают толщи мощностью 300—500 м. В отличие от разрезов рудных районов это преимущественно тонкообломочные пепловые туфы, чередующиеся с кремнистыми и кремнисто-глинистыми туфоалевролитами. В разрезах Узельгинского месторождения преобладают грубообломочные пирокластиты, чередующиеся с тонкими прослоями туфопесчаников (фиг. 3), площадь распространения этих пород совпадает с рудоносной депрессией. За пределами рудного района также известны пепловые горизонты значительной мощности, идентичные дацитовым витротуфам рудоносных депрессий, чередующиеся с кремнистыми туфоалевролитами.

Игнимбритовидные туфы (псевдоигнимбриты) наиболее распространены в Верхнеуральском, Александринском и Касаргинско-Султановском рудных районах и за их пределами неизвестны. Как уже указывалось, они приурочены к останцам насыпных вулканов и кальдер поздних поколений. В отличие от витротуфов состав обломочного материала в псевдоигнимбритах более разнообразен: в них много обломков туфоалевролитов, фьяммевидных фрагментов стекол, округлых обломков порфировых риодацитов; довольно обычны бахромчатые обрывки тонковолокнистых пемз, кварц-гематитовых пород, известняков, плагиогранитов, колчеданных руд. Часть этих обломков имеет непирокластическое происхождение, и их нахождение в пирокластике связывается с синхронными вулканизму процессами эрозии и денудации. Слоистость в игнимбритовидных туфах градационная, часто многократная градационная. Нижние элементы ритмов могут иметь облик типичных игнимбритов, но они вверх по разрезу с переслаиванием сменяются кремнистыми туфоалевролитами с остатками радиолярий или органогенными известняками — криноидными «дресвяниками». Подобные осадки ранее описаны в литературе [5] под названием *туфового флиша*.

В основании туфовых толщ, на их контакте с лавами II стадии кислого вулканизма, нередко наблюдаются псевдотуфовые структуры, связанные с интенсивным гидротермальным метаморфизмом, сопровождающиеся развитием кокардовых изменений — сульфидных колец Лизеганга, — свидетельств продолжительной циркуляции гидротерм, в разной мере насыщенных рудными компонентами. Вдоль границ обломков обычно видно два-три кольца шириной до 3—5 мм, одни из которых полностью сложены тонкокристаллическим пиритом, а другие — кварцем и серицитом. Центральная часть обломков сложена либо пиритом, либо кварц-серицитовым агрегатом. В большинстве случаев удается разглядеть унаследованный характер этих изменений, тем более, что в породах постоянно встречаются обломки, отличающиеся по характеру метаморфизма от окружающих обломков: кварц-серицит-пиритовые метасоматиты среди гематитизированных обломков и гематитизированные среди серицитизированных и окварцованных, и т. д. Важно подчеркнуть, что для отдельных месторождений и целых рудных районов подобные изменения вместе с рудным процессом оказываются «внутривулканическими»: пирокластиты с кокардовыми изменениями нередко пересекаются или чередуются в разрезах со слабо измененными эффузивами или туфами. Особенно показательны в этом отношении надрудные толщи Касаргинского месторождения, в которых халцедонизированные и серицитизированные пирокластиты, вмещающие колчеданные руды, переслаиваются с гематитизированными лавами и туфами II стадии кислого вулканизма. О слабой степени изменений последних свидетельствует тот факт, что в них содержания халькофильных элементов на порядок ниже регионального фоновое и намного ниже, чем в пластах серицитизированных и окварцованных вулканокластитов. Подобные же взаимоотношения разноизмененных вулканокластитов известны на месторождениях



Фиг. 3. Литологические колонки скважин с продольного профиля Узельгинского месторождения: 1 — алевропелитовые туфы, туффиты, туфоалевролиты; 2 — псаммитовые туфы, туффиты, туфопесчаники; 3 — гравийные туфы, туфогравелиты, брекчии с полимиктовым обломочным материалом; 4 — грубообломочные туфы, туффитовые и туфогеновые конгломераты и брекчии; 5 — то же, гигантообломочные; 6 — туфопесчаники и псаммитовые туфы с крупными витрокластами; 7 — базальтовые гналокластиты; 8 — спекшиеся витрокластические туфы дацитового состава. Остальные условные обозначения см. на фиг. 1, буквенные — в тексте

Вариации химического состава обломков из туфов и кислых лав

Оксиды	1	2
SiO ₂	85—86	61,16—69,3
TiO ₂	002—005	0,43—0,36
Al ₂ O ₃	6,7—8,3	14,27—15,43
Fe ₂ O ₃	0,5—0,85	3,31—2,6
FeO	0,99—1,08	4,86—1,96
CaO	05—06	4,48—2,32
MgO	03	3,57—1,23
Na ₂ O	3—3,4	3,55—4,84
K ₂ O	0—0,1	0,3—0,85

Примечание. 1 — окремненные обломки кислых эффузивов из псевдогнимбритов III стадии, скв. 2568, глубина 310 и 347,6 м; 2 — колебания составов гематитизированных лав II стадии кислого вулканизма. Анализы выполнены в Новосибирской лаборатории Челябинской геологоразведочной экспедиции.

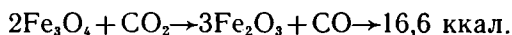
Имени XIX партсъезда, Талганском и др.; даже при учете неравномерности проявления околорудных процессов в различных средах тесное временное единство эксплозивной деятельности, осадконакопления и синвулканических изменений представляется несомненным.

На Узельгинском месторождении, где во многих скважинах описаны резкие контакты игнимбритовидных туфов с лавами II стадии, основание туфовых пластов переполнено округлыми и округло-угловатыми обломками литоидных риодацитов, сходных с нижележащими лавами, но сильно окремненными. Связующая их масса нередко представлена агрегатом вторичных минералов — хлорита, серицита, кварца и пирита. К кровле слоев количество разноизмененных обломков литоидных риодацитов уменьшается и во все возрастающих количествах появляются фьяммевидные осколки стекол, обрывки пемз, обильный псаммитовый или алевропсаммитовый наполнитель. Такое распределение различных обломков в пластах, соответствующих единичной эксплозии, позволяет связывать максимальные проявления синвулканической гидротермальной деятельности с перерывами между эксплозиями; в каждом более позднем выбросе измененная вулканокластика предыдущего пароксизма смешивается со «свежей». При этом не исключается, что изменения в основании пластов туфов, возникшие в перерывах между выбросами пирокластики, могут унаследованно усиливаться и в более позднее время.

Сравнение обломков из основания пластов псевдогнимбритов с «неизмененными» лавами II стадии (таблица) показывает, что изменения фрагментов риодацитов не ограничиваются окремнением, они также обеднены глиноземом, железом, магнием и кальцием. В кровле пластов широко развиты пелитоморфные агрегаты кремнезема, которые образуют в связующей массе туфов фельзитовидные пятна и полосы, придающие туфам лавовый облик; натечные почковидные агрегаты кремнезема формируются по границам обломков, замещают их основную массу и т. п. С увеличением степени окремнения туфы нередко полностью превращаются в лавоподобные породы, в которых незамещенными остаются лишь вкрапленники кварца и единичные хлоритизированные обломки фьяммевидной формы. Особенно мощно проявлены процессы окремнения на месторождении Имени XIX партсъезда, где пласты силифицированных туфов мощностью в 5—7 м и более многократно чередуются с кремнистыми туфоалевролитами, нередко радиоляриевыми (восточный борт карьера). Очевидно, что в образовании каждого пакета слоев, соответствующего единичному выбросу пирокластики, зафиксирована смена эксплозий осадконакоплением и гидротермальной деятельностью (выброс → водно-воздушная сепарация материала → силификация под воздействием гидротерм → накопление тонкозернистых кремнистых осадков в спокойной обстановке межпароксизмальной стадии).

Взаимоотношения псевдогнимбритов с известняками наиболее ясно устанавливаются в карьерах месторождений Имени XIX партсъезда, Молодежного и в керне многочисленных скважин в Верхнеуральском

рудном районе. В кровле туфовых толщ — подошве карбонатных отложений вулканический материал в самых различных пропорциях смешан с органогенным детритом. Фьямме- и кварц-плагиоклазовая кристаллокластика глубоко проникает вверх по штокверкам мелких трещин в массивных известняках. Отдельные слои калькаренигов, переполненные вулканокластикой, встречаются и в самой карбонатной толще на десятки метров выше кровли толщ псевдоигнибритов, что однозначно свидетельствует о синхронности последних эксплозий и начала массового роста рифов. Вблизи подножий рифов обломки и глыбы известняков внедряются сверху в пласты туфов, продавливая и сминая их слоистость. Вулканокластика в свою очередь образует между глыбами выклинивающиеся вверх «дайки», некоторые из них берут начало из беспорядочно смятых пластов слоистых туфов [9]. Интересно отметить неравномерную красноцветную окраску пород карбонатно-туфовой пачки, вызванную образованием пленок гематита по трещинам и по поверхности остатков раковин, лито- и витрокластов. На поверхности обломков известняков, погруженных в пласты туфов на глубину в 1—1,5 м и более, образуются уже корочки гематита толщиной в 1 см, а еще ниже весь обломок замещается гематитом. Эта реакция, связанная с термической диссоциацией карбоната, известна в доменном процессе под названием реакции Белла, которая идет с выделением тепла:



Метаморфизм известняков на контактах с игнибритовидными породами описан на месторождении Имени XIX партсъезда К. А. Уразаевым [10], который рассматривал обломочные породы в качестве автомагматических брекчий, связанных с субвулканическими и гипабиссальными интрузиями порфиоров. Температурные аномалии, возникшие в результате диссоциации карбоната кальция, могли поддерживаться интрузиями, прорывающими карбонатно-туфовую пачку. Эти интрузии были хорошо обнажены в западном и южном бортах карьера, в них отмечались крупные ксенолиты известняков, колчеданов, слоистых туфов, однако гематитизация в их контактах не отмечалась (за исключением розовой окраски вкрапленников кварца). Красноцветная окраска туфов, известняков и изредка кремнистых туфоалевролитов, как правило, распространена на флангах рудных тел и над ними, т. е. связана с теми же процессами, которые вызывали осаждение железа в форме пирита. Очевидно, наиболее явной причиной является замкнутость бассейнов рудоотложения, которая могла способствовать длительному воздействию синвулканических гидротерм на рыхлые осадки и приводила к глубокому и широкому развитию процессов кислотного выщелачивания. Несложные расчеты показывают, что при экстракции из игнибритовидных туфов Верхнеуральского района только половины содержащегося в них железа (около 1,5% $\text{FeO}_{\text{сум}}$) общее количество окажется соизмеримым с железом, связанным в форме пирита в колчеданных рудах верхнего уровня, локализованного в вулканокластитах III стадии.

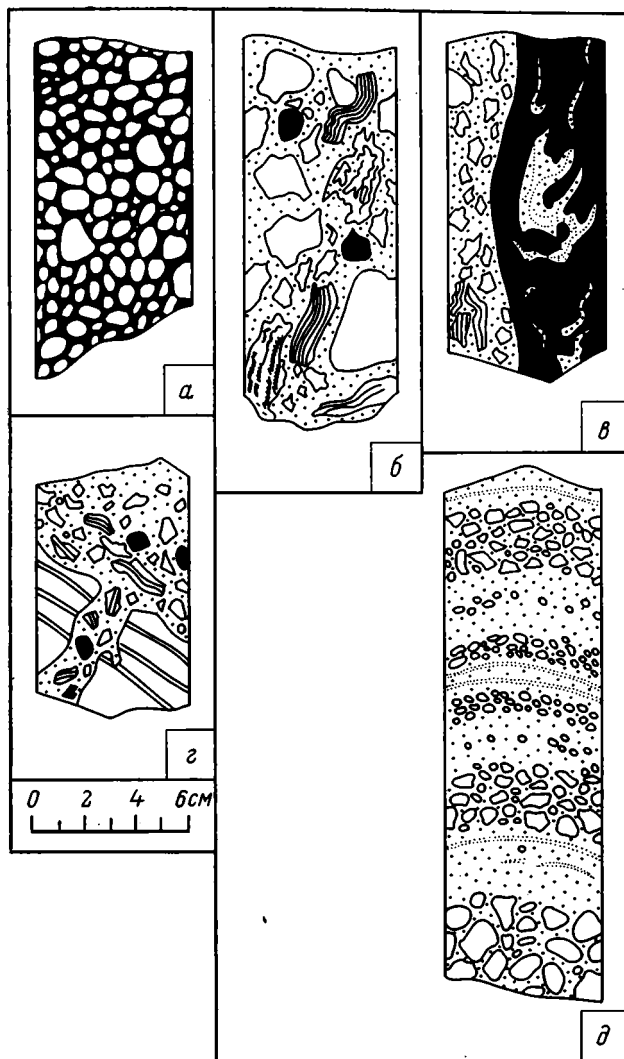
Внутривулканическое положение процессов рудоотложения отражено и в форме рудных залежей: плащеобразной на месторождениях Имени XIX партсъезда и Узельгинском и плосколинзовидной на Талганском, однозначно координированной с морфологией пластов пирокластиков в рудовмещающих пачках. Залегающие над рудами и на их выклиниваниях по простиранию кварц-гематитовые и кварц-гематит-пиритовые горизонты параллелизуются с осадками зрелой стадии развития кальдерных озер или лагун, т. е. бассейнов с вялой седиментацией и спокойной гидродинамической обстановкой. И действительно, рудоотложение в толщах игнибритовидных туфов проходит на фоне затухающего кислотного вулканизма, начала развития рифов и накопления тонкообломочных флишондных осадков улутауской свиты, знаменующих общее опускание рудных районов Южного Урала.

Эти осадки в рудных районах Южного Урала практически не обнажены и описаны по наблюдениям в керне скважин. Количество вулканогенно-осадочных пород в изученных разрезах колчеданосных структур колеблется в широких пределах, но обычно не опускается ниже 30—35%, причем в разрезах преобладают гравийные и гравийно-псаммитовые разности, т. е. породы того же класса размерности, к которому относится подавляющая часть пирокластических пород. Видимо, главные особенности петрофонда вулканогенно-осадочных пород созданы при перемыве пирокластического материала, большей частью местного; продуктов механического разрушения ранее отложенных осадков, в том числе колчеданных руд. На рудных полях вулканогенно-осадочные породы образуют горизонты, пачки и толщи с разнопорядковой слоистостью и ритмичностью, по характеру наслоения сходные с пирокластикой: слоевые единицы неясно обособлены, и между слоями разного состава и гранулометрии наблюдаются постепенные переходы. Сходство вулканогенно-осадочных пород и пирокластиков не только показатель их происхождения, но и, что не менее важно, поисковый признак отложений субмаринных рудоносных структур, питаемых местным материалом, возникшим при переотложении пирокластики и размыве рудных тел при крайне незначительной роли абразии (например, ничтожные следы размыва лавовых покровов).

В вулканогенно-осадочных породах широко распространена двойная или многократная градационная сортировка обломочного материала, причем наблюдается как прямая — *трансгрессивная*, так и обратная — *регрессивная* ритмика. Сочетание этих ритмов создает типичную для осадков рудоносных депрессий маятниковую слоистость. Блоковое строение рудоносных депрессий и подвижки, синхронные породо- и рудообразованию, прежде всего отражаются в невыдержанности разрезов полных ритмов, которые встречаются лишь в разрезах единичных скважин. Однако благодаря наличию маркирующих горизонтов (тонкозернистые вулканомиктовые песчаники с плосколинзовидной слоистостью, неслоистые туфопесчаники с обрывками белых пемз или крупными витроклитами, базальтовые гиалокластиты среди пород кислого состава, глыбовые туфоконгломераты из обломков плагиогранитов и колчеданные залежи) и хорошей сохранности в керне переходов между отдельными элементами ритмов редуцированные ритмы можно проследить на расстоянии от 400 до 900 м. К наиболее распространенным признакам неполных ритмов относятся: постепенные переходы от туфопесчаников или туффитов вверх или вниз по разрезу к туфогравелитам, туфогравелитов — к туфоконгломератам, симметричное увеличение или уменьшение размерности обломочного материала вверх и вниз от слоя лавы, грубообломочного туфа или колчеданной рудной залежи.

Характер чередования и типы вулканогенно-осадочных пород рассматриваются ниже на примере депрессии Узельгинского месторождения, важнейшие черты которого описаны ранее [2—4, 7—9]. Из-за неравномерно развитых гидротермальных изменений точная диагностика пород не всегда возможна, и мы при описании вынуждены будем ограничиваться лишь указанием размерности обломочного материала без уточнения названий — песчаник, конгломерат и т. д., опуская определения (туффитовый, вулканомиктовый). На фиг. 3 показаны детальные колонки скважин, расположенных в продольном разрезе Узельгинского месторождения и одноименной рудоносной депрессии. Рассмотрим их снизу вверх.

Колчеданные руды нижнего уровня рудоотложения (I РУ) имеют в основании афировые риолиты и лишь в единичных скважинах — мало-мощные пачки обломочных пород из однородных обломков риолитов. Подрудные вулканокластиты имеют в южной части депрессии трансгрессивную, а в северной регрессивную наслоенность — показатель разнонаправленных движений отдельных блоков структуры. Максимальные



Фиг. 4. Вулканогенно-обломочные породы из рудовмещающих толщ колчеданных месторождений

а — гравелит «аллювиального» типа из обломков мелкопорфировых риолитов (скв. 1280, глубина 320 м, Касаргинское месторождение); *б* — мелко-обломочная брекчия «пролювиального» типа с ключевидными обломками стекол, пластинчатыми и изогнутыми фрагментами туфоалевролитов, рудокластами (заштриховано) и обломками эффузивов (скв. 1731, глубина 365 м, Узельгинское месторождение); *в* — то же, складки пластического оползания на контакте брекчий с пиритово-глинистым туфоалевролитом (заштриховано) (скв. 2698, глубина 526 м, Узельгинское месторождение); *г* — непуническая дайка на контакте туфогравелита «пролювиального» типа с туфоалевролитом (скв. 1729, глубина 84 м, Касаргинское месторождение); *д* — маятниковая слоистость вулканогенно-обломочных пород (скв. 2520, глубина 306 м, Узельгинское месторождение). Все зарисовки керна диаметром 5,9 см, ум. в 2 раза

мощности руд отмечаются в углублениях дна депрессии, примыкающих к различного типа поднятиям. Так, в скв. 1716 это поднятие дна бассейна рудоотложения, возможно, останец экструзивной постройки; в скв. 2651 — откос синвулканического сброса, сопряженный с приразломной депрессией [2]. Раздувы мощностей в рудных залежах сочетаются с максимумами мощностей нижней надрудной толщи (ННТ). Фациальные изменения в ННТ довольно отчетливы: в направлении с севера на юг согласно с уменьшением мощностей колчеданных руд мощность ННТ уменьшается почти в 5 раз, глыбовые туфоконгломераты сменя-

ются гравелитами и песчаниками, песчаники — туфоалевролитами. К северу от изображенного разреза на воздымании дна депрессии туфоконгломераты ННТ также замещаются гравелитами. Прослеживание маркирующих горизонтов (туфопесчаников с крупной витрокластикой, пемзокластических песчаников и гиалокластитов) позволяет обнаружить, что чередование вулканогенно-осадочных пород в основании ННТ — регрессивное, а в кровле — трансгрессивное, т. е. ННТ представляет собой крупный маятниковый мегаритм, заключенный между колчеданными рудами (снизу) и туфами дацитов (сверху). Маятниковая ритмика иного масштаба отмечается в слоях мощностью 20—25 м и менее (скв. 1716, 1710), приуроченных к кровле ННТ.

Сопряженность мощностей колчеданных руд и ННТ — один из поисковых признаков, косвенно подтверждающих представления о вулканогенно-осадочном генезисе руд Южного Урала [3, 7, 9 и др.]. Из характерных особенностей состава ННТ прежде всего следует отметить обогащенность грубообломочных пород рудокластами и преобладание разновидностей с мелкопесфитовой размерностью фрагментов. Их отличает также «мусорный» облик, смешанный состав кластического материала, среди которого явная пирокластика содержится в ничтожных количествах, а преобладают обломки осадочных пород, в том числе туфоалевролиты, явно попавшие в осадок еще нелитифицированными (фиг. 4), фрагменты колчеданных руд, кислых вулканитов и базальтов, обрывков пемз и кислых стекол. Все эти обломки изменены в самой различной мере и заключены в неравномерно-обломочном наполнителе, количество которого не опускается ниже 40—45%. Сортировка обломков по составу и окатанности весьма несовершенная, слоистость по падению и простиранию невыдержанная. Повсеместно, в том числе в прослоях колчеданных руд, наблюдаются дисгармоничные складки оползания, резкие нарушения углов наклона слоистости в столбике керна высотой 12—15 см, мелкие нептунические и плутонические дайки, микросбросы, мелкие размывы и местные несогласия. Некоторые из типовых особенностей осадков показаны на фиг. 4. В поле подобные породы получили название *пролювиальных*. Общая картина наложения ННТ и колчеданных руд I РУ в изученных разрезах характеризуется сочетанием субгоризонтальных прослоев мелко- и тонкообломочных осадков с косослоистыми, невыдержанными по углу наклона и «мусорными» отложениями, и довольно типична для современного пролювия. Минимальной активности временных потоков, видимо, отвечает образование выдержанных маркирующих слоев, в том числе колчеданных руд. В эти же периоды тектонического покоя могли накапливаться также слои тонкозернистых кремнистых осадков, которые срывались потоками и в виде смятых пластин, обрывков и комков поступали в депрессии, переполняя осадки подводного пролювия.

Подобные отложения изучены нами также на Касаргинском месторождении [1], где они залегают на различных горизонтах более древних пород с резкими угловыми и азимутальными несогласиями. Состав их обломочного материала в значительной мере определяется составом пород основания и прилегающих бортов депрессии. Прослой пирокластических пород здесь имеют мощность не более 3 м, а общее количество остроугольных обломков вулканитов, сходных с ювенильными, составляет 3—5%. Мощность толщ пролювиальных осадков колеблется от первых десятков до сотен метров, достигая максимума у крутых палеосклонов и обрывов синвулканических нарушений. В наиболее мощных разрезах преобладают гравелиты, содержащие крупные глыбы и блоки различных пород. На выравненных участках депрессий гравелиты сменяются неравномерно-зернистыми туфопесчаниками и брекчиевидными туфоалевролитами, которые беспорядочно насыщены грубозернистым псаммитовым материалом. Все эти типовые особенности «мусорных» конгломератов, гравелитов, песчаников и связанных с ними других пород также позволяют связывать их образование с деятельностью временных подводных потоков. Очевидно, что потоки, сносившие материал

с бортов депрессии и окружающих возвышенностей палеорельефа, могли нести только местный материал, в том числе фрагменты нелитифицированных осадков. Ограниченные размеры структур и небольшая дальность переноса препятствовали обработке и сортировке материала. Второе важное обстоятельство — приуроченность потоков к межпароксизмальным стадиям вулканизма определяет и результат их деятельности — захоронение колчеданных руд I РУ, начало нивелировки рельефа депрессий.

В разрезе Узельгинского месторождения над пролювиальными осадками ННТ залегает толща дацитовых туфов (ТДТ), площадь распространения которой ограничена контуром депрессии. Останец жерловины, сложенной полосчатыми лавами, реконструируется в северной части месторождения (скв. 1716); разрез ТДТ вблизи жерловины сложен несортированными глыбовыми туфами, а к северу и югу от нее на расстоянии 50—100 м появляется все большее количество прослоев туфопесчаников, прослеживание которых позволяет обнаружить, что толща туфов создана не менее чем тремя мощными пароксизмами (скв. 1675, 2699). В период формирования ТДТ продолжается нивелировка дна депрессии и захоронение ее осадками.

Тип осадков средней вулканогенно-осадочной толщи (СТ), перекрывающей ТДТ, отличен от описанного выше. Накопление СТ тесно связано с образованием риодацитовых лав III стадии кислого вулканизма (РД), что определяет выдержанный состав обломочного материала: это главным образом округлые обломки риодацитов, преимущественно мелкопорфировых. Все обломки и связующая их масса обычно равномерно изменены, замещены кварцем и серицитом, в этих агрегатах в переменных количествах присутствует пирит. Обломки обычно плотно упакованы, содержат небольшое количество мелкообломочного накопителя того же состава. Поверхность обломков ровная, гладкая. Наряду с широко развитой градационной слоистостью нередко наблюдается маятниковое чередование слоев, мощность которых меняется от первых сантиметров до 12 м и более, причем наиболее мощные пласты имеют размерность кластического материала от псаммитового до крупногравийного (1—2 см). Некоторое сходство с этими осадками обнаруживают вулканокластиты, залегающие в подошве колчеданных руд I РУ.

При обсуждении в поле генезиса этих пород Ю. С. Каретиным было высказано предположение, что обломки риодацитов, имеющие шаровидную и эллиптическую формы и гладкую поверхность, образовались при дезинтеграции кислых лав по трещинам перлитовой отдельности. Это предположение опирается на многочисленные наблюдения зон автобрекчирования в экструзиях риодацитов, которые имеют мелкошаровую отдельность, и удовлетворительно объясняет все особенности формы обломков и одновременно устраняет большие сложности объяснения сортировки и окатанности галек риодацитов при допущении длительной абразии и транспортировки материала. В Верхнеуральском рудном районе подобные гравелиты получили полевое название *аллювиальных*; кроме Узельгинского они отмечены на Озерном, Чебачьем и Молодежном месторождениях, где локализованы в рудоносных депрессиях, сочетающихся с экструзивными куполами. Нами они изучены также в Касаргинском районе. Наблюдения показывают, что в отличие от пролювиальных данные осадки характеризуют безрудные стадии развития продуктивных структур и сопровождают рост экструзивных куполов в субмаринной обстановке. На фиг. 3 отчетливо видно «прислонение» максимальных мощностей СТ к риодацитовой экструзии. Характер распространения вулканокластических осадков аллювиального облика в изученных рудных полях позволяет сформулировать поисковый признак: в основании толщ, подобных СТ, находятся погребенные рудоносные структуры I РУ.

Рудные тела верхнего уровня (II РУ) приурочены к депрессиям, заложены еще в стадию накопления обломочных пород СТ, и, хотя руды локализованы в одном этаже с игнимбритовидными туфами (ИТ), они

одновременно тесно связаны со структурами, сформированными во II стадию кислого вулканизма. Постелью колчеданных залежей II РУ служит склон экструзивной постройки, к которому прислонены мощные толщи вулканокластитов аллювиального облика (см. фиг. 3), которые благодаря особенностям своего состава легко дренируются гидротермами. Прослойки туфогравелитов среди колчеданных руд II РУ подобны аллювиальным осадкам СТ, мощность отдельных прослоев уменьшается с приближением к борту депрессий, где залегают игнимбритовидные туфы, и, видимо, источник питания для этих осадков располагается в стороне от плоскости разреза. Вулканогенно-осадочные породы верхней толщи (ВТ) имеют уже исключительно трансгрессивный характер наложения — первый признак начала позднеживетского погружения колчедановых районов.

Различное положение аллювиальных и пролювиальных осадков относительно рудных тел, неодинаковая подверженность их окислительным изменениям и разная насыщенность сульфидной минерализацией указывают и на различную роль, которую они играли в рудообразовании. Здесь прежде всего обращает внимание богатство пролювиальных отложений псаммито-алевритовым наполнителем и почти полное отсутствие мелких фракций осадков в аллювиальных. Изменения в первых распространены крайне неравномерно и часто полностью отсутствуют в прослоях и пачках туфоалевролитов и достигают максимального развития в грубообломочных породах с рудокластами и обломковидными метасомами сульфидов. Для аллювиальных отложений, как уже упоминалось, типичны равномерные интенсивные преобразования с развитием кварцсерицит-пиритовой ассоциации вторичных минералов, причем сульфиды концентрируются между обломками, а по краям обломков образуются пиритовые кольца Лизеганга. Различные породы, чередующиеся в разрезах с аллювиальными, пересечены прожилками сульфидов, слагающими подрудные штокверки. Такие трещины в аллювиальных отложениях практически не встречаются. Ясно, что цементирующий обломки пирит может рассматриваться как показатель высокой проницаемости этих отложений для рудоносных гидротерм. Пролувиальные осадки по сравнению с аллювиальными менее проницаемы и в рудоносных депрессиях играли роль водоупоров. Сочетание проницаемых и водоупорных слоев создает в депрессиях контрастную палеогидросреду, в которой садка сульфидов может продолжаться и после главной гидротермально-осадочной стадии.

* * *

В структурах рудных полей вулканогенно-осадочное колчеданное рудообразование тесно связано с накоплением разнообразных вулканокластитов и синвулканической гидротермальной деятельностью. Вулканокластиты, вмещающие колчеданные руды южно-уральских месторождений, обнаруживают ряд диагностических признаков состава и характера наложения, которые могут быть использованы при изучении продуктивных структур.

1. Субмаринные витрокластические и игнимбритовидные туфы кислого состава, приуроченные к региональным уровням рудоотложения, отличаются градационной сортировкой материала, а текстурно-структурные особенности туфов позволяют надежно картировать их в рудных полях, использовать эти вулканокластиты в качестве маркирующих.

2. Среди вулканогенно-осадочных пород рудовмещающих толщ выделяются: а) полимиктовые отложения, сформированные, вероятно, подводными пролювиальными потоками в межпароксизмальные стадии вулканизма (как правило, эти осадки накапливаются в продуктивных структурах вслед за рудоотложением и частично синхронно с ним); б) мономиктовые отложения, сложенные однородными обломками измененных риодацитов, отвечающие безрудным стадиям развития продуктивных депрессий и совпадающие с ростом экструзивных куполов и их распадом по трещинам перлитовой отдельности.

3. Наиболее характерной чертой наложения осадков колчеданосных депрессий является маятниковая слоистость, в которой непрерывно чередуются разнопорядковые трансгрессивные и регрессивные ритмы.

4. Уровням рудоотложения в разрезах вулканокластических толщ отвечает минимальная вулканическая активность и ничтожный привнос терригенных компонентов в бассейны рудоотложения.

5. Вулканизм, осадконакопление и околорудный метаморфизм создают в депрессиях контрастные по проницаемости разрезы, в которых образование скоплений сульфидов может продолжаться и после главной стадии колчеданного рудообразования.

Литература

1. Белгородский Е. А. Формации и фации вулканических пород Алапаевско-Челябинской зоны на примере Кунашакского района (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1979. 19 с.
2. Белгородский Е. А. Стадии образования колчеданного месторождения // Сов. геология. 1984. № 10. С. 36—43.
3. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 356 с.
4. Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Пирижняк Н. А. и др. Эволюция вулканотектонических структур и связанного с ними колчеданного оруденения в Верхнеуральском рудном районе (Южный Урал) // Геология руд. месторождений. 1981. № 2. С. 72—85.
5. Власов Г. М. Туфовый флиш как индикатор рудоносных структур // Сов. геология. 1979. № 6. С. 25—31.
6. Грешнер С. Г. Атлас вулканических обломочных пород колчеданных рудных полей Южного Урала. М.: Наука, 1976. 146 с.
7. Колчеданные месторождения мира / Под ред. Смирнова В. И. М.: Недра, 1981. 284 с.
8. Рудницкий В. Ф., Алексеев В. П., Масленников В. В. О цикличности в формировании вулканогенных отложений колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 3. С. 689—692.
9. Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / Под ред. Сопко П. Ф., Серавкина И. Б., Бобохова А. С. и др. Уфа: Изд-во Башкирского фил. АН СССР, 1983. 114 с.
10. Уразаев К. А. Об эндоскарновых явлениях в контакте брекчиевидных кварцевых альбитофиров с известняками на месторождении Им. XIX Партсъезда // Палеовулканизм Урала. Вып. 2. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1975. С. 203—206.
11. Ширай Е. П. Вулканогенные формации колчеданосных районов: Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. М.: ЦНИГРИ, 1981. 20 с.
12. Яковлев Г. Ф. Геологические структуры месторождений полезных ископаемых // Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология. 1981. № 3. С. 28—41.

Челябинская геологоразведочная
экспедиция

Поступила в редакцию
29.IV.1985

УДК 552.5 : 551.782.2(262.8)

ЛИТОЛОГИЯ СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО КАСПИЯ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

МЕХТНЕВ Ш. Ф., ПАШАЛЫ Н. В.

На основе литологических исследований показано формирование глубоко погруженных среднеплиоценовых отложений западного (продуктивная толща) и восточного (красноцветная толща) шельфов Южного Каспия в едином седиментационном бассейне и дана их корреляция. Приводится описание разрезов продуктивной (Апшеронский и Бакинский архипелаги) и красноцветной (восточная часть Апшероно-Прибалханской зоны поднятий и Туркменская структурная терраса) толщ. Рассматривается положительное влияние постседиментационных изменений на сохранение первичных и развитие вторичных фильтрационно-емкостных свойств как в песчано-алевритовых, так и в глинистых породах.

Нефтяные месторождения, приуроченные к отложениям среднего плиоцена Азербайджана (продуктивная толща ПТ), разрабатываются уже более 100 лет. Тем не менее ближайшие перспективы увеличения нефтедобычи и выявления новых месторождений продолжают быть связанными именно с этими отложениями. Промышленная разработка среднеплиоценовых отложений ведется и на восточном (туркменском) шельфе из так называемой красноцветной толщи (КТ), являющейся возрастным аналогом продуктивной толщи Азербайджана.

Среднеплиоценовые отложения как на западном, так и восточном шельфе благодаря погружению в направлении моря в пределах акватории залегают на больших глубинах, характеризуются увеличением мощности и некоторыми фаціальными изменениями. На восточном шельфе они испытывают более интенсивное (до 3000 м) погружение, чем на западном (до 1500 м).

Прогнозирование поисково-разведочных работ на нефть и газ в значительной мере определяется степенью изученности литологических особенностей рассматриваемых отложений и достоверностью их корреляции.

СТРАТИГРАФО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПТ И КТ РЕГИОНА

Породы среднего плиоцена в пределах Южного Каспия, как и на прилегающей суше, лишены фауны, если не считать присутствия в них переотложенных фораминифер и остракод, не имеющих корреляционного значения. Вследствие этого их стратиграфическое положение в разрезе определяется по фаунистически охарактеризованным подстилающим (понт) и перекрывающим (акчагыл) отложениям, а расчленение и сопоставление проводится обычно по литологическим данным.

Среднеплиоценовые отложения в западной части региона изучались по разрезам Апшеронского (Имени 28 апреля, островов Песчаный, Нефтяные Камни, Бахар и др.) и Бакинского (Булла-море, Дуваный-море, Хамамдаг-море, банка Андреева, Сангачалы-море и др.) архипелагов, а в восточной — по разрезам причелекенского шельфа (банка Жданова), Туркменской структурной террасы (о-в Огурчинский) и Кызылкумского прогиба (эрдеклинская складка). В разрезе среднего плиоцена включаются нижний и верхний отделы. В каждом из отделов различаются свиты и горизонты. В нижнем отделе на западном шельфе это калинская (Кас), подкирмакинская (ПК), кирмакинская (КС) свиты, надкирмакинский песчаный (НКП), надкирмакинский глинистый (НКГ),

горизонты, а в верхнем отделе — свита «перерыва», балаханская, сабунчинская и сураханская свиты с их литерными горизонтами. На восточном шельфе в нижнем отделе выделяются горизонты с XI по VI, а в верхнем — с VI по I включительно.

Ниже приводится стратиграфо-литологическая характеристика перечисленных свит и горизонтов (снизу вверх).

Нижний отдел. *Калинская свита* в разрезах Апшеронского архипелага (Имени 28 апреля, Бахар) представлена песчаниками, алевролитами, глинами, хлидолитами и супесями преимущественно серой окраски. Более мощные пласты песчаников и алевролитов фиксируются в основном в верхней части свиты. В пределах Бакинского архипелага она представлена в основном глинистыми разностями с прослоями песков и песчаников. На восточном шельфе (банка Жданова, о-в Огурчинский, Западно-Ардеклинская структура) синхронными калинской свиты являются XI, X, IX горизонты красноцветной толщи, которые представлены преимущественно серыми глинами (горизонты IX—X) с прослоями алевролитов, песчаников и супесей (горизонт IX). Глины чаще всего алевроитовые, иногда хорошо отсортированные (горизонты XI, IX).

Подкирмакинская свита представлена переслаивающимися песками, песчаниками, алевролитами, глинами и неотсортированными породами. Пески и песчаники отчетливо тяготеют к нижней части разреза. В разрезе Бакинского архипелага в ПК преобладают песчаники, чередующиеся с глинами, а в нижней части и кровле отмечаются глинистые алевролиты и глинистые песчаники. На восточном шельфе в красноцветной толще синхронным подкирмакинской свите является VIII горизонт, в котором по литологическому составу выделяются четыре подгоризонта (VIII_a, VIII₃, VIII₂, VIII₁). Все подгоризонты характеризуются повышенным содержанием серых алевролитов и песчаников; глин в них значительно меньше. В южном направлении (о-в Огурчинский) наблюдается увеличение алевроитового и более грубого песчаного материала.

Кирмакинская свита характеризуется преобладанием глин, которым подчинены песчаники и алевролиты (Апшеронский архипелаг). В разрезе Бакинского архипелага свита представлена серыми глинами с прослоями тонкозернистых песчаников, количество которых увеличивается к основанию разреза, а также на юго-восток, в направлении погружения пластов. На восточном шельфе этой свите соответствует VII горизонт, сложенный чередующимися глинами и песчаниками, песками и алевролитами, причем последние два типа пород также тяготеют к нижним интервалам горизонта.

Надкирмакинский песчаный горизонт отличается от подстилающей ниже свиты увеличением песчано-алевроитового материала как в разрезах Апшеронского, так и Бакинского архипелага. В красноцветной толще синхронной надкирмакинскому песчаному горизонту является нижняя половина VI горизонта, характеризующаяся преобладанием песчаников и алевролитов, ритмично чередующихся с глинами.

Надкирмакинский глинистый горизонт в западной части региона состоит в основном из глин, суглинков, супесей и небольшого числа прослоев песчаников с алевролитами. В красноцветной толще синхронно этому горизонту выделена верхняя часть VI горизонта, в котором преобладают алевролиты. Им подчинены глины и песчаники, также образующие ритмичное чередование с другими типами пород.

Верхний отдел. *Свита «перерыва»* состоит в преобладающем количестве из неотсортированных пород и редких прослоев песчаников и алевролитов. Указанные породы чередуются с более мощными пачками глин [13]. В южном направлении (Бакинский архипелаг, горизонт VII) свита представлена в основном глинами; в приподошвенной части присутствуют супеси, а в средней — хлидолиты. На восточном шельфе VII горизонту по времени отвечает V горизонт красноцветной толщи, который представлен чередованием алевролитов и глин с подчиненным количеством песчаников и прослоев ангидрита. Мощность глинистых прослоев по сравнению с прослоями других пород значительно больше.

Балаханская свита сложена песчаниками, алевролитами, глинами, хлидолитами, супесями, суглинками. В южной части Апшеронского архипелага (разрез Бахар) в ней выделяются литерные горизонты (с X по V включительно). В разрезах Бакинского архипелага в подошве преобладают алевроитовые песчаники. Количество алевролитов увеличивается в верхней части разреза. На восточном шельфе синхронными балаханской свите являются породы III и IV горизонтов, представленных переслаиванием преобладающих глин и алевролитов, а также песчаниками, прослой которых отмечены в нижних частях обоих горизонтов.

Сабунчинская свита представлена алевролитами, плохо отсортированными песчаниками и глинами. В южной части Апшеронского архипелага (Бахар) в ней выделяются IV, III, II, а в разрезах Бакинского архипелага IV и III продуктивные горизонты, сложенные песчаниками и алевролитами, количество которых возрастает в III горизонте. Чередуются они с глинами. Из других типов пород присутствуют хлидолиты и супеси.

Сураханская свита сложена алевролитовыми глинами, глинистыми алевролитами, песчаниками, неотсортированными породами и редкими прослоями гипса. Двум вышеописанным свитам в красноцветной толще синхронны II и I горизонты, которые также состоят из песчаников, алевролитов и глин. Количество последних и мощность в горизонте I по сравнению со II увеличивается, а отсортированность алевролитов улучшается.

МОЩНОСТИ И ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПТ и КТ

Мощность среднеплиоценовых отложений в целом увеличивается по направлению к осевой части Южного Каспия. Так, на Апшеронском архипелаге (Имени 28 апреля) их мощность составляет 3150 м, а юго-западнее (Бахар) она достигает 4150 м; на Бакинском архипелаге (Хаммамдаг-море) 3450 м, а на юго-востоке и северо-востоке полностью не вскрытые разрезы продуктивной толщи имеют мощность 4400 м (Булла-море) и 4500 м (банка Андреева). В пределах восточного шельфа (банка Жданова) мощность среднего плиоцена (КТ) составляет 3250 м, а на юге в Кызылкумском прогибе (Западно-Эрдеклинская структура) она возрастает до 4700 м.

В каждом из упомянутых районов среднеплиоценовые отложения характеризуются своими особенностями литологического и минерального состава, обусловленного различной интенсивностью и направленностью тектонических движений и вариациями источников сноса терригенного материала.

Распределение типов пород всех свит нижнего и верхнего объема подчеркивает ритмичное строение разрезов, связанных с трансгрессивно-регрессивными циклами седиментационного бассейна [8, 12, 15, 17, 20].

В сложении разрезов, как это следует из их описания, принимают участие песчаники, алевролиты, глины, хлидолиты и хемогенные породы.

Песчаники и алевролиты среднего плиоцена западного шельфа в нижней части разреза окрашены в серый цвет; выше они приобретают буроватый оттенок и становятся плотными, полимиктово-аркозовыми (Апшеронский архипелаг) или аркозово-граувакковыми и граувакковыми по составу. Цемент чаще известковисто-глинистый; в отдельных случаях (свита «перерыва») с значительным преобладанием глинистого материала. Изредка в виде цемента развивается глауконит (свита «перерыва»), а в нижних интервалах разреза — ангидрид (CaC, НКП). Иногда цеолит становится одним из важных компонентов цемента (Бахар, 3990 м). В терригенных породах Бакинского архипелага преобладает хлоритовый и лимонитовый цемент. Тип цементации поровый, контактовый, местами базальный или пленочно-поровый. Отсортированность песчано-алевроитовых пород заметно улучшается вниз по разрезу. В пределах Бакинского архипелага степень отсортированности терригенных

Возраст	Продуктивная толща			Красноцветная толща
	Апшеронский архипелаг		Бакинский архипелаг	
	Имени 28 апреля	Бахар	Хамамдаг-море	
Верхний отдел	1,7	2,1	2 (горизонт II)	1,98
Нижний отдел	1,5	1,4 (КаС)	1,75 (горизонт VIII)	1,85

пород несколько ухудшается, но тенденция улучшения вниз по разрезу сохраняется. Ниже приведены средние значения песчаников среднего плиоцена западного и восточного шельфов Южного Каспия (таблица).

Песчаники и алевролиты красноцветной толщи аркозо-грауваккового типа. Они более плотные, чем терригенные образования продуктивной толщи. Значительно реже, чем в последней, в них присутствуют слабо-сцементированные разности. Окраска их, так же как в песчаниках продуктивной толщи, в нижнем отделе чаще серая, а в верхнем приобретает буроватый оттенок. Мощность отдельных пластов песчаников варьирует в широких пределах (5—20 м). Нередко они группируются в пакки мощностью до 200 м. Число песчаных прослоев в разрезе в целом увеличивается в южном направлении от структуры банки Жданова (7%) к о-ву Огурчинский (16%). Наибольшее (54%) суммарное содержание песчаных и алевроитовых прослоев отмечается в последнем разрезе. В нижнем отделе красноцветной толщи число песчаных прослоев несколько уменьшается, но во всех типах пород возрастает присутствие песчаной фракции. В нижнем отделе увеличивается также содержание алевролитовых прослоев. Цемент их глинистый, известковистый, известковисто-глинистый, сульфатно-известковисто-глинистый. Тип цементации такой же, как в песчаниках и алевролитах продуктивной толщи. Преобладает в основном базальный, поровый и контактовый цемент, но в нижней части разреза появляется крустификационный, регенерационный, замещения, редко растворения. Отсортированность по сравнению с породами продуктивной толщи несколько ухудшается, но тенденция к улучшению сортировки к нижней части разреза сохраняется (см. таблицу).

Глины образуют ритмичное чередование с песчаниками и алевролитами. По окраске они чаще всего серые, а в верхнем отделе — с буроватым оттенком; реже встречаются шоколадно-бурые и коричневые разновидности. Все глинистые породы обычно известковистые, массивные, реже слоистые, иногда сланцеватые, пеллитовой или алевропелитовой структуры. Наибольшее количество глин отмечается на западном шельфе в надкирмакинском глинистом горизонте, а также в сабунчинской и сураханской свитах; эта особенность разреза сохраняется и в синхронных горизонтах восточного шельфа.

Неотсортированные породы (хлидолиты) присутствуют почти на всех стратиграфических уровнях ПТ и КТ. Они представлены суглинками, супесями и хлидолитами. Окраска их по разрезу распределяется так же, как и в других разностях пород (песчаниках, алевролитах, глинах), от которых они отличаются гранулометрическим составом.

Хемотропные породы представлены ангидритом. Он образует прослои мощностью от 0,5 до 2 см и чередуется с другими типами пород. Окраска хемотропных пород белая с сероватыми и кремовыми оттенками. Наибольшее число прослоев ангидрита отмечается на восточном шельфе (банка Жданова), в нижнем отделе КТ, где мощность ангидритсодержащих пакетов достигает 200 м.

Минеральный состав среднеплиоценовых отложений характеризуется некоторым разнообразием ассоциаций как легкой, так и тяжелой фракций. Количественное изменение минералов в пределах западного и восточного шельфов позволило выделить в этих отложениях различные литофациальные типы. Породы продуктивной толщи Апшеронского архипелага характеризуются кварцевым, полевошпат-кварцевым составом. Из обломков пород доминируют кремнистые и глинистые. Среди минералов тяжелой фракции присутствуют мусковит, биотит, хлорит, эпидот,

рудные (магнетит, пирит, лимонит), устойчивые (циркон, гранат, турмалин); почти всегда в них отмечается дистен, ставролит и редко силлиманит. Подобная ассоциация тяжелых и легких минералов показательна для продуктивной толщи прилегающей суши (Апшеронского полуострова), которая еще В. Н. Батуриным [6] была отнесена к апшеронскому литофациальному типу. К этому же типу относится и продуктивная толща Апшеронского архипелага.

В южном направлении в разрезах Бакинского архипелага содержание кварца несколько уменьшается. Дистен и ставролит присутствуют в единичных количествах. В легкой фракции доминируют полевые шпаты, кварц, обломки глинистых и эффузивных пород и измененные компоненты. В тяжелой фракции широко развиты пироксены (ангит, диопсид, редко гиперстен, энстатит), амфиболы (обыкновенная роговая обманка), эпидот, цоизит, слюды (мусковит), хлорит, рудные минералы (особенно лимонит). Указанная ассоциация свидетельствует о принадлежности продуктивной толщи Бакинского архипелага и Кыбистано-Прикаспийской литофации, которая южнее в пределах архипелага переходит в южно-каспийскую литофацию, впервые выделенную И. С. Мустафаевым [14].

В красноцветной толще в легкой фракции полевые шпаты преобладают над кварцем. Среди первых нередко присутствуют ортоклаз и микроклин. Плагноклазы нередко более кислые, чем в апшеронской и южно-каспийской литофациях. Из обломков пород преобладают глинистые и эффузивные. В тяжелой фракции из терригенных минералов доминируют слюды, хлорит; среди малоустойчивых эпидот преобладает над пироксенами и амфиболами. Из устойчивых минералов гранат преобладает над цирконом, рутилом, турмалином. Количество дистена и ставролита меньше, чем в апшеронской, но несколько больше, чем в южно-каспийской литофации, а биотита значительно больше, чем в породах каждой из названных литофаций.

Количественное отличие в соотношении разных минералов в разрезах среднего плиоцена восточного шельфа позволило И. С. Мустафаеву выделить здесь самостоятельную туркменскую красноцветную литофацию.

Для обеих толщ характерно большее сходство в составе аутигенных, чем терригенных минералов, что подчеркивает близость геохимических особенностей разных районов единого седиментационного бассейна. Из аутигенных минералов присутствуют кальцит, доломит, хлорит, ангидрит, гипс, целестин, альбит, серицит, глауконит, сфен, гидроокислы железа, пирит, цеолиты. Сульфаты (ангидрит, целестин) приурочены в основном к нижним интервалам разреза, где они слагают цемент терригенных образований, а также образуют хемогенные скопления в виде мономинеральных прослоев мощностью до 2 см. Правда, на восточном шельфе садка сульфитов была более интенсивной, чем на западном, что связано с более аридным климатом в восточной части бассейна.

Тонкодисперсная фракция всех рассматриваемых разностей пород представлена гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом, вермикулитом, сепиолитом, палыгорскитом и смешанослойными минералами с чередованием слоев гидрослюда и монтмориллонита, гидрослюда и хлорита (корренсит), монтмориллонита и вермикулита.

Количественная оценка распределения глинистых минералов показывает, что в породах нижнего отдела ПТ Апшеронского архипелага преобладает гидрослюда ($>65\%$). В сторону Бакинского архипелага содержание последней в разновозрастных глинах не выше 45% , в то время как монтмориллонит в основном преобладает; кроме того, в отличие от Апшеронского архипелага в тонкодисперсной фракции пород разрезов Бакинского архипелага присутствует большее количество смешанослойных глинистых образований с чередованием слюистых и монтмориллонитовых, монтмориллонитовых и хлоритовых слоев, причем их содержание заметно увеличивается с глубиной. Содержание каолинита в разрезах среднего плиоцена колеблется обычно от 10 до 25% , а хлори-

та — от 5 до 15%. Увеличение каолинита происходит в том же направлении, что и увеличение гидрослюда.

В глинах верхнего отдела встречаются в основном те же минералы, но глины верхнего отдела ПТ содержат смешанослойный глинистый минерал с упорядоченным чередованием слоев монтмориллонита и вермикулита по схеме АВАВ. Монтмориллонит в разрезах Бакинского архипелага по сравнению с разрезами Апшеронского архипелага несколько преобладает, но в последнем его относительное количество несколько возрастает в нижнем отделе.

Что касается глинистых минералов среднего плиоцена в разрезах восточного шельфа (КТ), то они отличаются преобладанием гидрослюда (40—90%) и меньшим количеством монтмориллонита (следы — 40%); кроме того, для них характерно широкое развитие магнезиальных силикатов (палыгорскит и сепиолит) и присутствие смешанослойных глинистых минералов в виде небольшой примеси монтмориллонит-гидрослюдистого и вермикулит-монтмориллонитового состава. В КТ наблюдается также большее (по сравнению с ПТ) количество каолинита. По разрезу в нижнем отделе КТ несколько больше хлорита, гидрослюда, а в верхнем — каолинита и монтмориллонита. Различие количественного изменения глинистых минералов [16] в этих двух толщах связано с разными питающими провинциями и различной интенсивностью постседиментационных преобразований.

Присутствие большего количества магнезиальных минералов в КТ по сравнению с ПТ свидетельствует о расположении восточной части бассейна седиментации в зоне повышенной аридизации климата.

КАТАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ЧАСТЯХ ПРОФИЛЯ

Породы среднего плиоцена исследованного региона в различной степени затронуты постседиментационными изменениями. Плаггиоклазы серицитизированы, хлоритизированы, каолинизированы, местами лимонитизированы. Лимонитизации интенсивнее подвержены рудные минералы, а также пироксены, роговые обманки и биотит. Последние три минерала нередко хлоритизированы. Биотит часто обеспечен и превращен в аморфную массу. В процессе мусковитизации биотита по спайности нередко выделяется титанит. Пелитоморфный кальцит перекристаллизован в более крупнозернистые зерна, а иногда замещается доломитом с выделением по периферии последнего тонких оболочек лимонита. Серицит развивается и по глинистой массе цемента. Нередко породы трещиноваты. Трещины при этом выполнены кальцитом, глинистым материалом, лимонитом, хлоритом, титанистым минералом и пиритом. Некоторые поры заполнены глауконитом, рудным минералом и вторичным кварцем. Терригенные компоненты корродированы карбонатно-глинистым цементом, вследствие чего приобретают сутурные очертания.

По направлению от Апшеронского архипелага к Бакинскому общий характер вторичных изменений практически не изменяется, но общая интенсивность этих процессов заметно возрастает. Последнее связано с большей погруженностью отложений в пределах Бакинского архипелага и, следовательно, более повышенными термобарическими условиями, а также иным составом поступающего терригенного материала и интенсивным влиянием грязевого вулканизма.

Пироксены и амфиболы в разрезах Бакинского архипелага обычно интенсивнее растворены и образуют «пильчатые» концевые грани. Кроме того, обломки этих минералов нередко деформированы. Этим же процессам подвержены и слюды. Биотит мусковитизирован, приобретает волокнистое строение и изгибается вокруг более «жестких» терригенных минералов. В процессе изменения биотита по его спайности выделяется вторичный кварц. На глубинах ниже 4800 м наряду с растворением под давлением происходит более интенсивная регенерация кварцевых зерен. Глинистая масса цемента серицитизирована, глауконитизирована, лимонитизирована, хлоритизирована. На глубинах 4850—

5330 м (КС, ПК, КаС) усиливается трещиноватость. Глауконит не только распространен в цементирующей массе или развит по терригенным минералам, но и выполняет трещины. Кроме того, пустотное пространство, а также трещины в цементе и терригенных обломках выполняются и другими вторичными минералами (кальцитом, хлоритом, цеолитом, серицитом, лимонитом).

Среднеплиоценовые отложения восточного шельфа (КТ) затронуты теми же процессами, что и ПТ, но здесь интенсивнее идет аморфизация биотита, чаще фиксируется его волокнистость, а также вермикулитизация и расщепление концевых граней. Вокруг зерен кварца и полевых шпатов развиваются регенерационные каемки, а иногда отмечаются конформные и изредка инкорпорационные контакты. Цеолиты выполняют интерстиции между терригенными компонентами и являются, как указывалось ранее, одним из составляющих цемента. Он в основном присутствует в нижнем отделе КТ. Все процессы, как и в ПТ, усиливаются в направлении вниз по разрезу.

Постседиментационные изменения свидетельствуют о том, что среднеплиоценовые отложения как западного, так и восточного шельфа находятся в стадии прото- и начального мезокатагенеза [5, 7, 10]. Эта степень изменения пород в них увеличивается с глубиной.

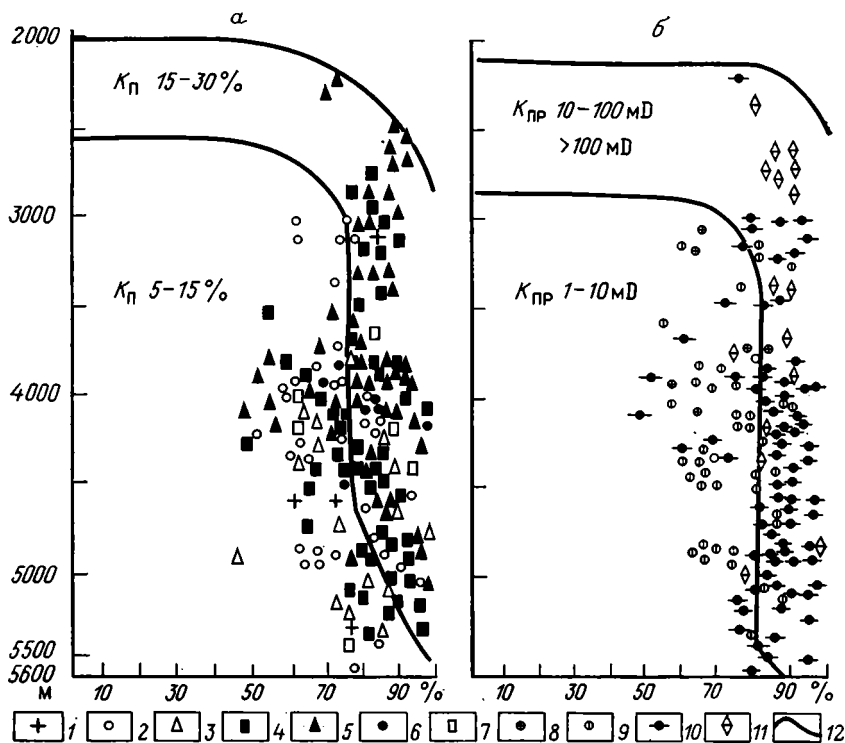
Регулирующими факторами постседиментационных изменений являются термобарические условия, которые меняются не только с глубиной, но и на площади региона, оказывая влияние на катагенетические преобразования пород [9, 10].

На вторичные катагенетические изменения воздействуют также геохимические процессы, развивающиеся в результате деятельности подземных вод и газоводных флюидов. До недавнего времени этим процессам не уделялось должного внимания. Этот пробел восполнен В. Н. Холодовым [19], создавшим схему формирования газоводных растворов в глинах элизионного осадочно-породного бассейна. Этим исследователем катагенетические процессы рассмотрены как результат тесного геохимического взаимодействия вод и пород. Кроме того показано, что процессы элизионного катагенеза свойственны осадочно-породным бассейнам с усиленными темпами тектонических прогибаний.

Не вызывает сомнения, что катагенетические преобразования плиоценовых отложений Южного Каспия связаны как с перестройкой осадочных пород в области высоких термобарических показателей, так и с элизионными явлениями. Дифференцированность в интенсивности прогибания Южного Каспия как во времени, так и по площади, и некоторые различия в степени минерализации пластовых вод продуктивной и красноцветной толщ (в последней превалируют минерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды) также могут быть причиной неравнозначного проявления вторичных изменений рассматриваемых отложений.

ИЗМЕНЕНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗНЫХ ЧАСТЯХ ПРОФИЛЯ

Коллекторские свойства среднеплиоценовых отложений песчано-алевритовых и других разностей пород меняются как по разрезу, так и по площади. На западном шельфе, в пределах Апшеронского архипелага, в нижнем отделе коллекторы третьего класса (КаС, ПК, верхняя часть КС, НКП и НКГ) фиксируются среди не только песчаников и алевролитов, но и глин с песчано-алевритовым материалом. Коллекторы второго класса встречаются значительно реже среди песчаников (КС), а также в песчаных суглинках (свита «перерыва»); четвертый класс коллекторов отмечен в НКП. Южнее в разрезе Бахар также преобладают коллекторы третьего класса, но встречаются также второго (КС, НКГ, горизонты X, VIII, VII, VI) и четвертого классов (КС, горизонт VIII, сабунчинская и сураханская свиты). Фильтрационные и емкостные параметры испытывают некоторые изменения с глубиной. Так, в нижнем отделе ПТ в разрезе структуры имени 28 апреля пори-

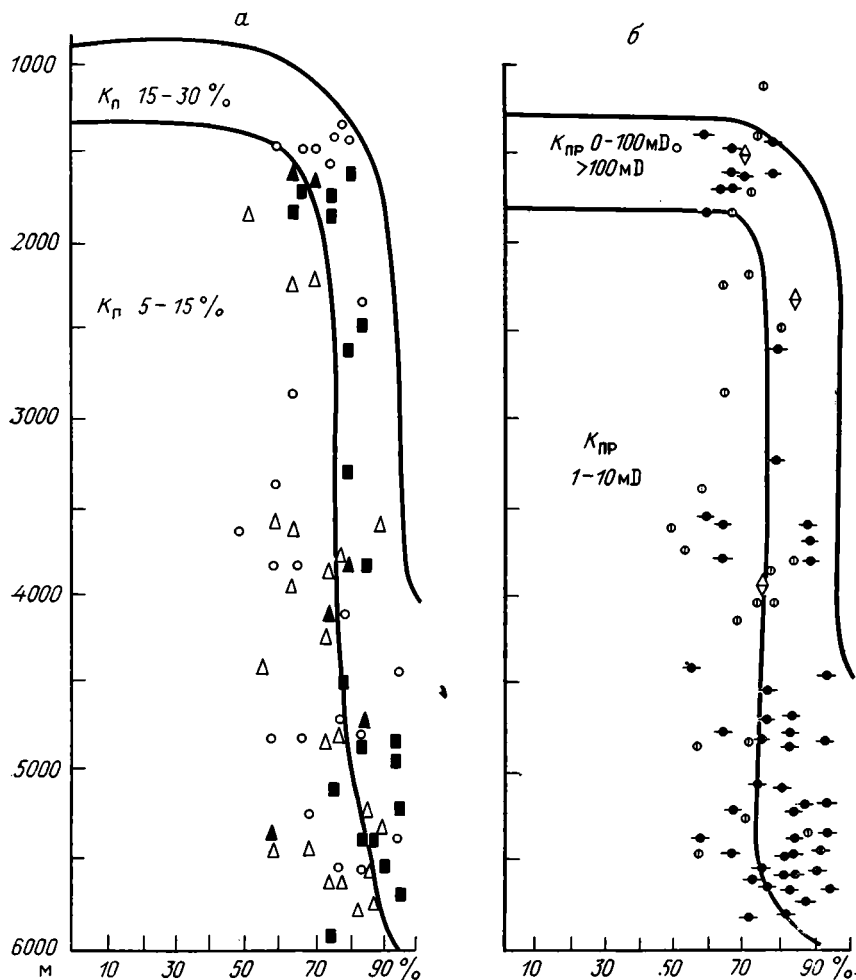


Фиг. 1. Диаграмма зависимости открытой пористости (а) и проницаемости (б) песчано-алевритовых пород от глубины залегания и литологического состава среднеплиоценовых отложений площадей Бахар, Песчаный
1—7 — пористость, % (1—<5; 2—5—10; 3—10—15; 4—15—20; 5—20—25; 6—26—30; 7—>30); 8—11 — проницаемость, мД (8—<1; 9—1—10; 10—10—100; 11—>100); 12 — границы выделенных зон

стость составляет 17,1%, проницаемость 31,1 мД, а в верхнем отделе, несмотря на большее среднее значение пористости (19,3%), проницаемость несколько уменьшается (28,41 мД). Южнее (разрез Бахар) в низах продуктивной толщи (НКП, КС, ПК, КаС) пористость в среднем составляет 17,3%, проницаемость 57,5 мД, а в верхнем отделе (сураханская и сабунчинская свиты) пористость равна 14,1%, а проницаемость 28,6 мД. Таким образом, в нижнем отделе разрезов Имени 28 апреля и Бахар почти при одинаковом (17,2 и 17,3%) значении пористости проницаемость значительно возрастает (от 31,1 в разрезе Имени 28 апреля до 57,5 мД в разрезе Бахар). В верхнем отделе проницаемость почти не меняется, в то время как значение пористости несколько уменьшается.

В разрезе Бакинского архипелага (Хамамдаг-море) в низах верхнего отдела преобладают коллекторы третьего класса (свита «перерыва», низы балаханской свиты), но в свите «перерыва» есть второй и четвертый классы. В верхней части верхнего отдела чаще встречается четвертый класс коллекторов (сураханская свита). Изученные образцы песчаников и алевролитов в верхней части нижнего отдела (НКП) относятся как к третьему, так и четвертому классу коллекторов. Среднее значение пористости в нижнем отделе составляет 18,73%, а проницаемости 8,56 мД, и в верхнем — соответственно 13,42% и 40,96 мД.

На восточном шельфе породы среднего плиоцена (КТ) также характеризуются преобладанием коллекторов третьего класса. Единичные образцы алевролитов относятся к коллекторам второго класса (горизонты VI, V, III, II). Коллекторы четвертого класса присутствуют как в алевролитах (горизонты XI, X, IX и VIII, VI, V, III), так в песчаниках (горизонты II, VII, VI, V, III) и глинах (единичные образцы подгоризонта VIII₃).



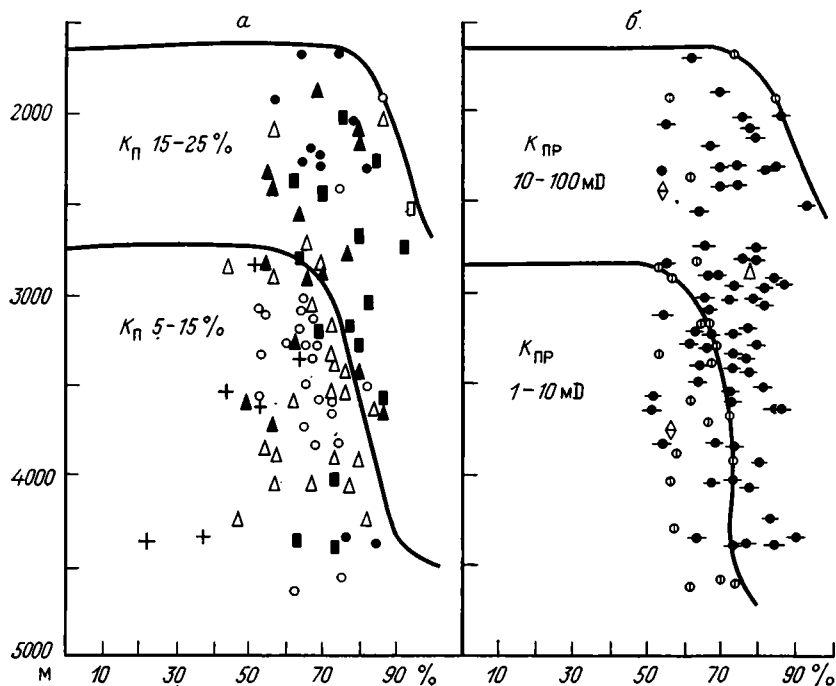
Фиг. 2. Диаграмма зависимости открытой пористости (а) и проницаемости (б) алевритовых пород от глубины залегания и литологического состава среднеплиоценовых отложений площадей Булла-море, Хамамдаг-море. Условные обозначения см. на фиг. 1

В нижнем отделе свиты (банка Жданова) среднее значение пористости составляет 12,5%, проницаемости 19 мД, а в верхнем отделе соответственно 17,7% и 24,5 мД. Среднее значение пористости по всему разрезу равно 15,2%, а проницаемости 21,4 мД.

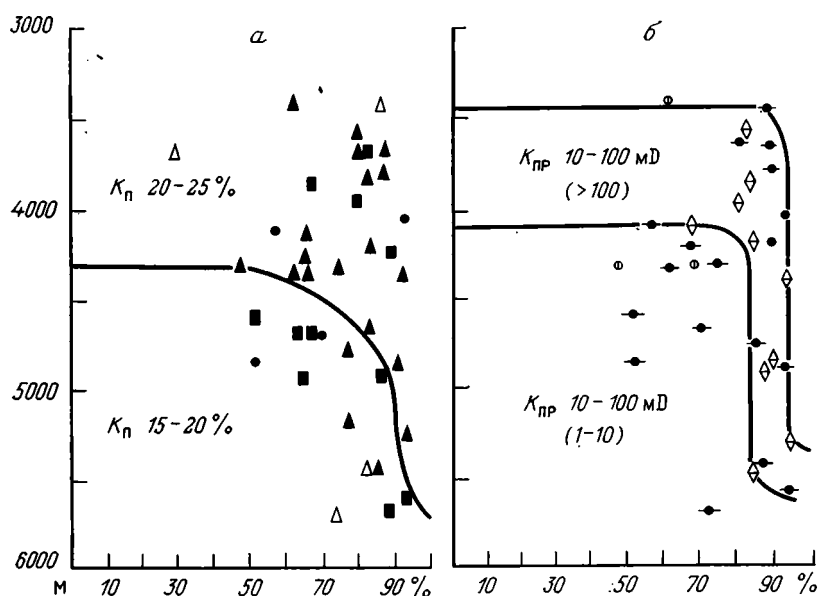
Южнее в верхнем отделе разреза о-ва Огурчинский среднее значение пористости и проницаемости соответственно равно 19,7% и 31,8 мД, в нижнем отделе Западно-Эрдеклинской структуры—18,42% и 115,9 мД, а в верхнем — 20,7% и 97,6 мД.

По изученным разрезам всего региона построены диаграммы, показывающие взаимосвязь пористости и проницаемости с глубиной залегания и процентного содержания обломочного материала¹. Для Апшеронского архипелага эта диаграмма построена по разрезам Бахар и Песчаный. На обеих диаграммах выделено по две зоны: первая зона характеризуется колебаниями пористости 15—30%, а вторая — 5—15% (фиг. 1, а); изменение проницаемости также характеризуется двумя зонами, причем граница второй (нижней) зоны начинается с глубины 2300 м, и если в первой (верхней) зоне значение проницаемости 10 и >100 мД, то во второй (нижней) 1—10 мД (см. фиг. 1, б). По Бакинскому архипелагу площади Булла-море и Хамамдаг-море значение пористости и проницаемости также уменьшается до определенных глубин, а затем в

¹ Диаграммы на рис. 1—4 составлены Н. Н. Кляцко.



Фиг. 3. Диаграмма зависимости открытой пористости (а) и проницаемости (б) песчано-алевритовых пород от глубины залегания и литологического состава среднеплиоценовых пород площадей Жданова, ЛАМ. Условные обозначения см. на фиг. 1



Фиг. 4. Диаграмма зависимости открытой пористости (а) и проницаемости (б) песчано-алевритовых пород от глубины залегания и литологического состава среднеплиоценовых пород Огурчинской и Западно-Эрдклинской площадей. Условные обозначения см. на фиг. 1

нижней части продуктивной толщи стабилизируется, сохраняя благоприятные показатели. Так, пористость изменяется от 15—30 до 5—15% (фиг. 2, а), а проницаемость в первой зоне от 0 до 100 мД и во второй — от 1 до 10 мД (см. фиг. 2, б). Граница второй зоны здесь начинается на 1200 м выше, чем на Апшеронском архипелаге. Это связано со следующими обстоятельствами.

Продуктивная толща Апшеронского архипелага, как указывалось выше, относится к апшеронской литофации, терригенные породы которой лучше отсортированы, содержат больше кварца, полевых шпатов; обычно в них меньшую роль играет цемент и преобладают неразбухающие глинистые минералы.

Аналогичные породы Бакинского архипелага относятся к Кобыстано-Прикуринской и Южно-Каспийской литофациальным зонам. Песчаники и алевролиты здесь хуже отсортированы, принадлежат к полимиктовому, граувакковому типу, содержат большее количество глинистой цементирующей массы, в которой растет обычно содержание разбухающих глинистых минералов как в южном направлении, так и с глубиной. В последнем случае это увеличение может быть связано с трансформацией гидрослюда в смешанослойные минералы гидрослюдистомонтмориллонитового состава и в монтмориллонит. Все эти данные приводят к более интенсивным катагенетическим изменениям рассматриваемых пород на меньших глубинах, причем в разрезах Бакинского архипелага на меньших глубинах по сравнению с Апшеронским; этому же способствовали и более интенсивные тектонические деформации среднеплиоценовых пород в пределах Бакинского архипелага по сравнению с Апшеронским.

Графики зависимости пористости и проницаемости от глубины залегания и литологического состава пород позволили в КТ, как и в ПТ, выделить по структурам банки Жданова и Лам также две зоны со средними значениями пористости 15—25% (фиг. 3, а) и проницаемости 10—100 мД (см. фиг. 3, б). В двух разрезах (о-в Огурчинский, Западно-Эрдеклинская структура) обе выделенные зоны характеризуются высокими значениями пористости и проницаемости (фиг. 4). Граница этих зон в причелекенской акватории (банки Жданова и ЛАМ) проходит на глубине 2760 м, а в пределах Туркменской структурной террасы (о-в Огурчинский и Западно-Эрдеклинская структура) по значениям пористости на глубине 325 м, а проницаемости 4100 м. Разница в глубине залегания границы раздела на последних двух структурах объясняется увеличением в южном направлении зернистости песчаного материала, уменьшением цементирующей глинистой массы, улучшением отсортированности песчано-алевритовых пород и увеличением в последних процентного содержания крупной алевритовой фракции.

При сопоставлении пород-коллекторов западного и восточного рельефов видно, что на больших глубинах значительная пористость сохраняется в породах разрезов площадей туркменской части Южного Каспия. Так, среднее значение пористости по разрезам о-ва Огурчинский и Западно-Эрдеклинской структуры составляет 15—20% (в некоторых образцах 25—30%), а в банках Жданова и ЛАМ в среднем 5—15% (нередко 15—20%). В разрезах Бакинского архипелага пористость снижается и колеблется в пределах 5—15%. Это, по-видимому, обусловлено составом глинистых минералов, которые в разрезах Бакинского архипелага характеризуются преобладанием разбухающего монтмориллонита, тогда как в разрезах туркменского шельфа доминируют неразбухающие глинистые минералы — каолинит и гидрослюда. Гидростатическая нагрузка с глубиной приводит к механической деформации последних в цементе, и это сохраняет высокие емкостные характеристики.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛИТОФАЦИАЛЬНЫХ И КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В РЕГИОНЕ

Отсутствие характерной фауны, общая дифференцированность разреза во времени с выделением свит и горизонтов с относительным увеличением песчаников или алевролитов, в основном тонкообломочный состав верхних горизонтов свидетельствуют о формировании среднеплиоценовых отложений в едином седиментационном бассейне. Однако непостоянный объем поступающего обломочного материала, местоположение источников сноса и протяженность путей транспортировки, а

также различная степень прогибания в отдельных участках региона обусловили некоторые различия в литофациальной характеристике разрезов западного и восточного шельфов. В пределах западного шельфа среднеплиоценовые отложения (ПТ) как Апшеронского, так и Бакинского архипелага характеризуются увеличением алевроитового и глинистого материала в восточном направлении, т. е. в сторону осевой части Южного Каспия. В южном направлении, т. е. от Апшеронского к Бакинскому архипелагу, происходит некоторое количественное уменьшение песчаных прослоев, но несколько возрастает глинистость и увеличивается содержание алевролитов, особенно вниз по разрезу.

На восточном шельфе в разрезах также отмечается закономерное обогащение глинистым материалом в сторону осевой части Южного Каспия. В южном направлении от причелекенского шельфа в сторону Туркменской структурной террасы (о-в Огурчинский и западная часть Эрдеклинской складки) содержание глинистого материала несколько уменьшается, но возрастает, как и в разрезах западного шельфа, содержание алевролитов, особенно в нижней части толщи. Кроме того, песчаники становятся более крупнозернистыми, а в алевролитах растет содержание крупноалевритовых (0,1—0,05 мм) фракций. Минеральный состав среднего плиоцена этого шельфа характеризуется в тяжелой фракции содержанием большого количества слюд (мусконита, биотита), эпидота, хлорита акцессорных минералов (граната, циркона).

Различие в терригенных минеральных фациях в пределах как западного, так и восточного шельфа связано с поступлением материала с различных источников сноса. Источником сноса для апшеронской литофации была Русская платформа и Большой Кавказ. С платформы поступала палеошпатово-кварцевая и дистен-ставролитовая ассоциация, а с Кавказа — слюды (мусковит), хлорит, обломки кремнистых, известковистых, глинистых пород.

В южном направлении усиливается роль продуктов сноса с Малого Кавказа за счет разрушения вулканогенных, вулканогенно-осадочных пород мезозоя. Доказательством этого является присутствие повышенного количества пироксенов, роговых обманок, минералов группы эпидота и обломков эффузивных пород. Эти же минералы могли поступать и с Вандамского антиклинория Большого Кавказа, где развиты вулканогенные породы мелового возраста.

Источниками сноса при образовании красноцветной толщи служили Западный Копетдаг, Кубадаг, Малый и Большой Балханы, сложенные породами палеозоя, мезозоя и палеоген-неогенового возраста. Некоторую, но менее важную роль играла и Русская платформа, поставляющая минералы дистен-ставролитовой и полевошпат-кварцевой ассоциации при накоплении осадков среднего плиоцена на восточном шельфе.

Рассматриваемые отложения, как отмечалось выше, затронуты сходными катагенетическими процессами. Однако при общем характере и направленности этих вторичных изменений степень их интенсивности несколько различна не только для пород западного и восточного шельфов, но и для каждого из них. Это связано с различной степенью погруженности отложений, неоднородной тектонической напряженностью разных структурных единиц, а также различной интенсивностью элизионных процессов, что обусловило различную степень изменения поступающего в бассейн обломочного материала.

Об общих тенденциях постседиментационных изменений в различных частях ПТ и КТ свидетельствуют и данные зависимости пористости от литологического состава и глубины залегания отложений. В обеих толщах среднего плиоцена выделены две зоны, верхняя из которых характеризуется более повышенными значениями пористости, чем нижняя. Правда, граница между этими зонами в рассмотренных структурных единицах проходит на разных глубинах, в разрезах как западного, так и восточного шельфа. Причины различного положения границ были уже рассмотрены нами при описании коллекторских свойств среднего плиоцена Южного Каспия.

О некоторой общей направленности катагенетических изменений пород свидетельствуют и колебания глинистой составляющей. В разрезах обоих шельфов степень интенсивности преобразования глинистых минералов усиливается в нижних горизонтах профиля.

Это особенно наглядно проявляется в развитии смешанослойных минералов, в разрезах нижнего отдела ПТ западного шельфа. Так, в пределах Апшеронского архипелага степень катагенетических изменений глин менее интенсивна, чем в разрезах Бакинского. В последних отложения среднего плиоцена более погружены, в них несколько возрастает тонкообломочный материал. Бакинский архипелаг является в тектоническом отношении более активной зоной. Кроме того, здесь значительную роль как активизирующий фактор катагенетических преобразований играют эксплозивные проявления грязевых вулканов и продукты их поствулканической деятельности.

На восточном шельфе характер и степень проявления изменений глинистого вещества несколько отличаются. Об этом свидетельствуют меньшее развитие смешанослойных минералов и более интенсивная трещиноватость глинистой составляющей, которая связана с развитием гидрослюдистых «жестких» глинистых минералов. В южном направлении восточного шельфа в пределах Туркменской структурной террасы (о-в Огурчинский) и Кызылкумского прогиба (Западно-Эрдеклинская структура) отмечается некоторое ослабление степени изменения глинистой составляющей, обусловленное более крупнозернистым сложением песчано-алевритовых пород и большим развитием алевритового материала в глинах.

КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО ШЕЛЬФОВ ЮЖНОГО КАСПИЯ

Вопросу корреляции продуктивной и красноцветной толщ посвящен ряд работ. Одни из них основываются на результатах исследования микрофауны [2, 11], другие [8, 12] — анализа геолого-геофизических и коротажных диаграмм, третьи — литолого-фациальных [14, 18], палеогеографических [4] и тектонических [1, 12] исследований. Во всех перечисленных работах показана принадлежность красноцветной и продуктивной толщ к единому седиментационному бассейну. Мы разделяем эту точку зрения и, пользуясь результатами литологического изучения, вновь возвращаемся к некоторым вопросам детального сопоставления ПТ и КТ в пределах Южного Каспия.

Необходимость этого сопоставления продиктована тем, что по мнению некоторых исследователей в пределах восточного шельфа красноцветная толща представлена только верхним отделом, а нижний отдел отсутствует. Другие же исследователи часть отложений нижнего отдела относят к подстилающим породам. Так, по мнению З. А. Саркисова и А. И. Сулейманова, верхние пять пачек КТ относятся к верхнему отделу, а нижние, до VIII горизонта включительно с его подгоризонтами, — к нижнему отделу. Это вполне совпадает с данными наших литологических исследований. Что касается IX, X, XI горизонтов, залегающих ниже VIII горизонта, то они обычно рассматриваются как подстилающие отложения.

Накопленный за последнее время материал по результатам изучения кернов среднеплиоценовых отложений западного и восточного шельфов Южного Каспия позволил нам высказать свое мнение как по поводу нижнего отдела КТ в пределах исследуемой акватории, так и по поводу возраста IX, X, XI горизонтов. Породы среднего плиоцена западного шельфа Каспия, как и в прилегающей части суши, в нижнем отделе характеризуются преобладанием серой окраски, в то время как в верхнем отделе они отличаются буроватым фоном слагающих пород. Аналогичная цветовая гамма характерна и для среднего плиоцена восточного шельфа с той лишь разницей, что окраска последнего более интенсивная. Это связано с большей аридизацией климата и, возможно, с не-

сколько меньшими глубинами бассейна седиментации. Последнее могло обусловить более глубокую аэрацию и осаждение повышенного количества окислов железа на востоке палеоводоёма.

Для обеих толщ отмечаются общие закономерности в увеличении глинистого материала в сторону осевой части Южного Каспия и направленности дифференцированности их разрезов во времени с выделением горизонтов и свит с относительно увеличением песчаников и алевролитов, трассирующихся на большие расстояния. В обеих толщах вниз по разрезу наблюдается увеличение алевроитовых фракций и глинистости, а также развитие в том же направлении чередования тонких прослоев песчано-алевритовых и глинистых пород. Для нижних интервалов разреза красноцветной толщи характерно повышенное содержание ангидрита, образующего целые прослои мощностью, иногда достигающей 2 см. При этом в красноцветной толще, как и в продуктивной, количество ангидрита в виде прослоев увеличивается вниз по разрезу нижнего отдела.

В нижнем отделе продуктивной толщи (горизонтах НКГ и НКП) А. Г. Алиевым [3] зафиксировано повышенное содержание акцессорных минералов. Такое повышенное содержание акцессорных минералов (циркона, граната) отмечено в горизонте VI нижнего отдела КТ исследуемых разрезов, отвечающего по возрасту НКГ и НКП продуктивной толщи.

Одна и та же ассоциация как породообразующих (гидрослюда, монтмориллонит, каолинит), так и второстепенных (хлорит, нермикулит, смешанослойные и магнезальные) глинистых минералов, в основном их аллотипный генезис, распределение по площади и в разрезе, закономерность в усилении трансформации этих минералов вниз по разрезу свидетельствуют о двучленном делении этих отложений и присутствии на восточном шельфе нижнего отдела КТ.

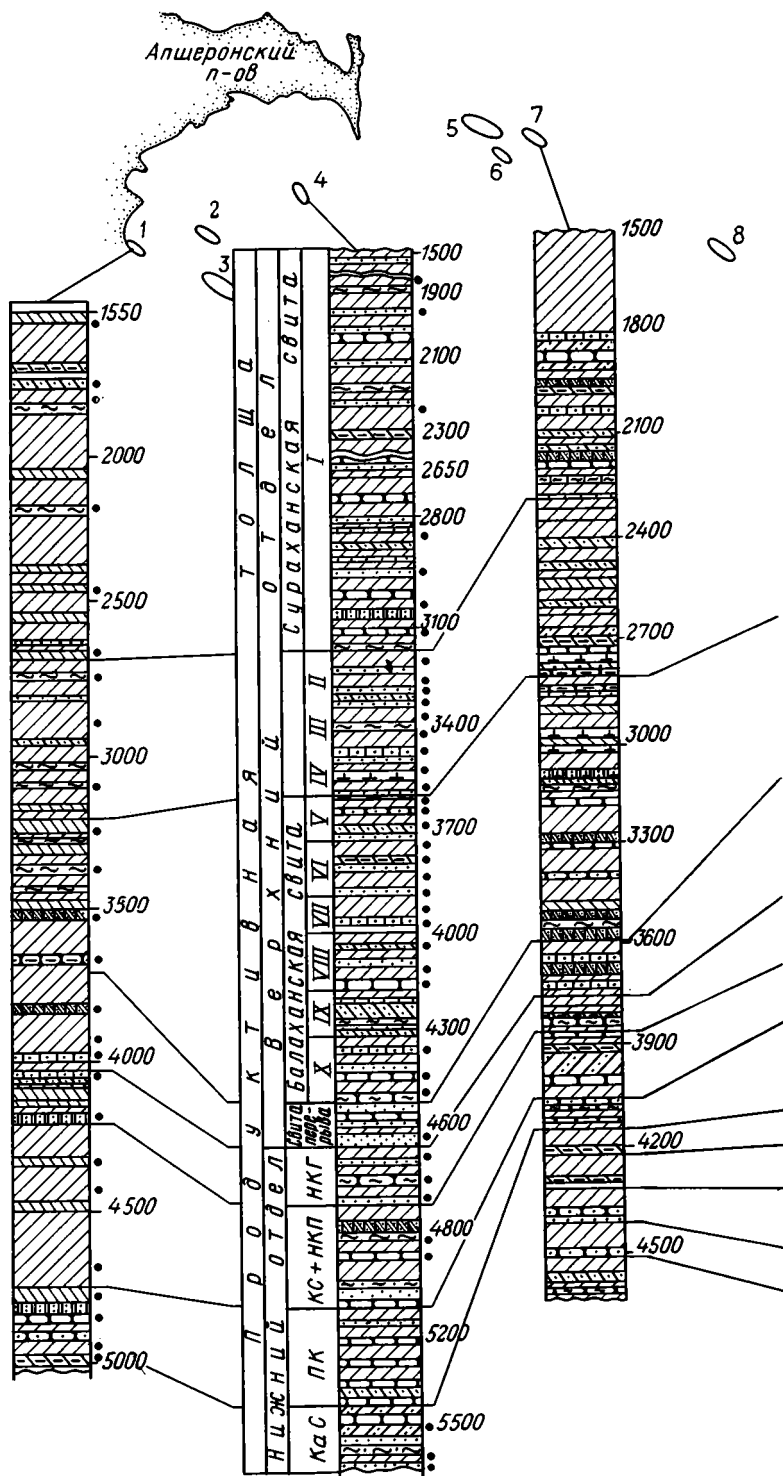
В обеих толщах отмечается общая закономерность улучшения вниз по разрезу коэффициента отсортированности пород-коллекторов от 2,2 до 1,5 на площадях восточного (о-в Огурчинский, банка Жданова) и западного (Бахар) шельфов.

Наличие нижнего отдела в КТ подтверждается и кривыми зависимости коллекторских свойств от литологического состава и глубины залегания пород. В КТ, как и в ПТ, по значениям пористости и проницаемости выделяются две зоны, из которых верхние (по сравнению с нижними) всегда характеризуются более повышенными значениями.

Особый интерес представляет вопрос о стратиграфическом положении IX, X, XI горизонтов, к которым приурочены залежи углеводородов. Одни исследователи, основываясь на данных литологических особенностей, ритмичного строения разрезов, относят эти горизонты к низам среднего плиоцена, другие связывают их с подстилающими красноцветными отложениями. При этом, по В. С. Мелик-Пашаеву [12], это породы понтического или миотического ярусов, а по А. В. Никишину [15] — понтического яруса.

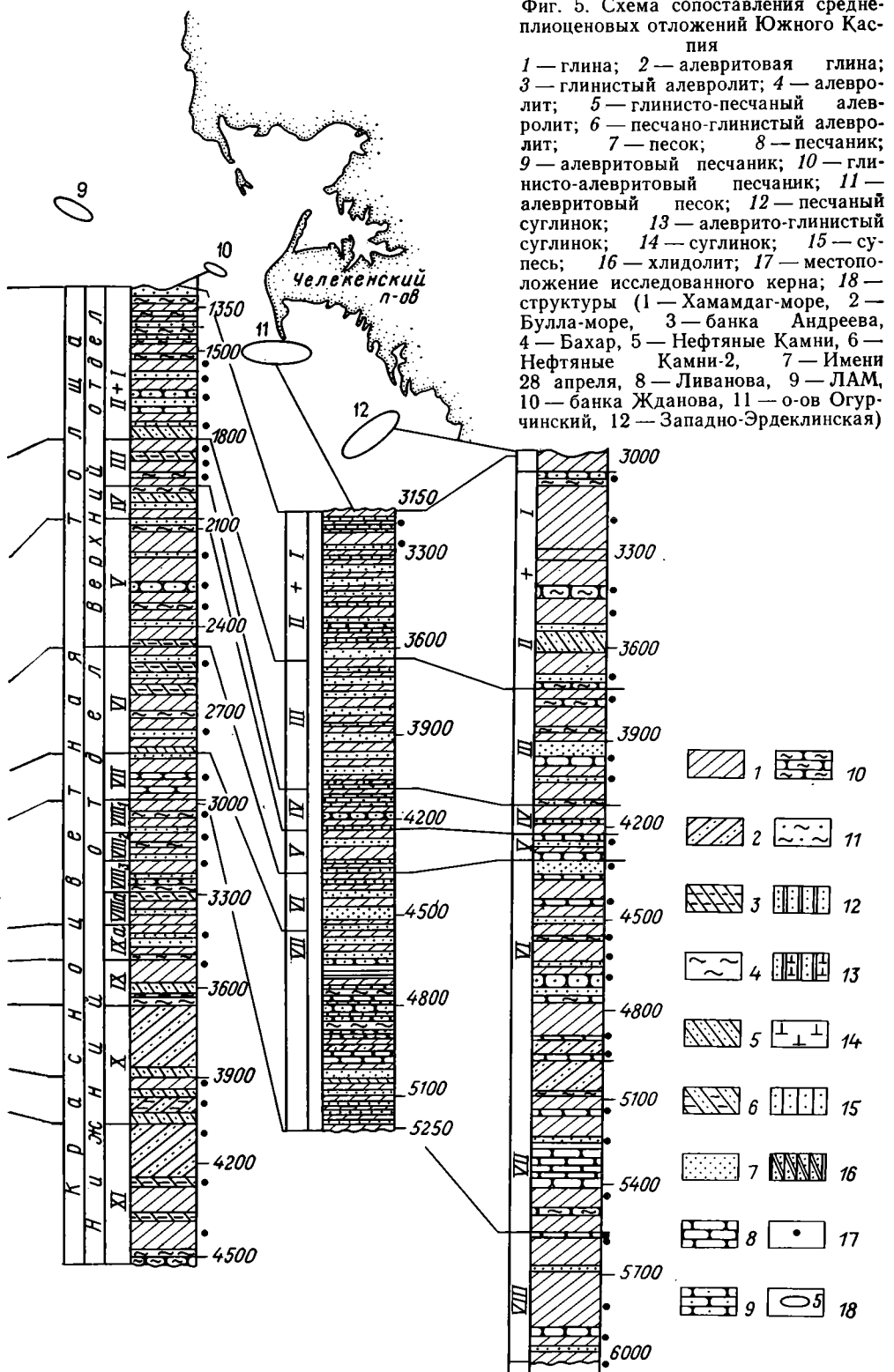
Прежде всего следует отметить, что ни в одном районе обширной Южно-Каспийской области прогибания в отложениях понтического яруса нефтегазовые залежи не обнаружены. Поэтому непонятно, почему вдруг только здесь в причелюкском районе в отложениях якобы понтического яруса обнаружены залежи углеводородов. С гораздо большим основанием нефтегазовые залежи, приуроченные к IX, X и XI горизонтам, могут быть отнесены к залежам КТ.

Для отнесения этих горизонтов к понтическому ярусу нет никакого фаунистического обоснования. В отложениях понтического яруса в этом районе присутствуют многочисленные остракоды. Так, по данным Л. П. Марковой и Д. А. Агаларовой [2, 11], в понтических отложениях, подстилающих КТ на Боядаге, присутствуют остракоды, характерные для понтического яруса. В глинах IX, X, XI горизонтов понтической микрофауны нет. В то же время присутствие в породах этих горизонтов переотложенной фауны фораминифер скорее свидетельствует о принад-



лежности их к красноцветной толще. В одних и тех же образцах пород присутствуют формы мелового и палеогенового возраста. Переотложенность или отсутствие фауны характерны именно для среднеплиоценовых отложений Каспийской впадины. Э. А. Саркисов и А. И. Сулейманов, сопоставив по каротажным характеристикам продуктивную толщу Апшеронского архипелага (о-в Нефтяные Камни) с красноцветной толщей (банка Жданова), также породы IX, X и XI горизонтов относят к подстилающим КТ отложениям. Действительно, каротажные характери-

Фиг. 5. Схема сопоставления средне-плиоценовых отложений Южного Каспия



ки VIII и IX, X, XI горизонтов между собой несколько различаются. Однако это различие связано с литологической характеристикой пород, составляющих эти горизонты.

Отложения IX, X и XI горизонтов представлены чередованием глинистых прослоев с алевритами. Последние внешне и по минеральному

составу аналогичны алевролитам залегающего выше VIII горизонта, но более плотные, лучше отсортированы и более мощные. Глины серого цвета и по составу не отличаются от глин нижнего отдела красноцвета, но их мощность также возрастает (фиг. 5). Выше была отмечена тенденция увеличения мощности этих пород сверху вниз, т. е. к VIII горизонту. Видимо, в отложениях, залегающих ниже VIII горизонта, эта тенденция не только сохраняется, но и несколько усиливается.

Лучшая отсортированность пород IX, X, XI горизонтов (S_0 в горизонте VIII до 1,8, а в горизонте X — до 1,5), несколько бо́льшая мощность и плотность, связанные с геостатической нагрузкой, обуславливают отличие их каротажных характеристик от характеристик вышележающих пород, но не дает основания относить их к подстилающим КТ.

Учитывая доказанное предшествующими исследователями [8, 20] соответствие VIII₃+VIII₄ горизонтов КТ свите ПК продуктивной толщи, подтвержденное и нашими литологическими исследованиями, и другие данные, горизонты, залегающие ниже VIII горизонта (IX_a, IX_b, X, XI) в разрезе банки Жданова, следует относить к калинской свите (КаС) продуктивной толщи. Они хорошо сопоставляются с разрезами КаС площадей Нефтяные Камни и Имени 28 апреля. Мощность калинской свиты составляет 325 м. Следует отметить, что подошва нижнего отдела среднего плиоцена в разрезе банки Жданова еще не вскрыта.

Судя по распределению песчано-алевритовых и глинистых пород в калинской свите структур Имени 28 апреля и банки Жданова, в последней можно выделить IX_a и IX_b подгоризонты и сопоставить их с КаС структуры Имени 28 апреля. В X горизонте выделены аналоги КаС₁ и КаС₂. Первый аналог на структуре банки Жданова вскрыт в интервале 3630—3900 м, а второй — 3900—4050 м. XI горизонт КТ можно считать возрастным аналогом КаС₃ структуры Имени 28 апреля.

Литература

1. Агабеков М. Г. Формирование нефтяных структур продуктивной и красноцветной толщ Азербайджана и Туркмении, обрамляющих Южно-Каспийскую впадину. Очерки по геологии Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964. 80 с.
2. Агаларова Д. А. Микрофауна продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1956. 37 с.
3. Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1949. 210 с.
4. Ализаде А. А. Палеогеография бассейна балаханского яруса. Баку: АЗИНТИ, 1960.
5. Архипов А. Я., Корчагина Ю. И., Файер Н. А. Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977. С. 35—46.
6. Батурин В. П. Петрография по терригенным компонентам. М.: ОНТИ, 1937. 65 с.
7. Вассоевич Н. Б., Корчагина Ю. И., Лопатин Н. В. и др. Главная фаза нефтеобразования // Вестн. МГУ, Сер. 4, Геология. 1969. № 4. С. 3—27.
8. Горин Г. И. Азерб. нефт. хоз-во. 1958. № 6. С. 4—7.
9. Коссовская А. Г., Шугов В. Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезопалеозойских отложений Западного Верхоянья // Тр. ГИН АН СССР. 1956. Вып. 5. С. 135—168.
10. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.
11. Маркова Л. И. Стратиграфия плиоценовых отложений нефтяных районов Западной Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1962. 196 с.
12. Мелик-Пашаев В. С. Сов. геология. 1957. № 57. С. 183—196.
13. Мехтиев Ш. Ф. Проблемы генезиса нефти и формирование нефтегазовых залежей. Баку: Изд-во АН АзССР, 1969. 75 с.
14. Мустафаев И. С. Литофации отложений бассейна века продуктивной толщи и его палеогеография: Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. Баку: Азнефтехим, 1961. 30 с.
15. Никишин А. В. Проблемы геологии и нефтегазоносности впадин внутренних морей. М.: Наука, 1981. С. 60—66.
16. Пашалы Н. В., Хеиров М. В. Литология и полез. ископаемые. 1979. № 5. С. 19—29.
17. Потанов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова // Изв. АН АзССР. 1947. № 2. С. 29—34.
18. Сапаров Ч. Условия формирования красноцветной толщи Прибалханского района // Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук. 1969. № 1. С. 78—85.
19. Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 5. С. 15—32.
20. Шварц Л. Я. Геология нефти и газа. 1957. № 3. С. 65—74.

УДК 552.55(571.1)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ САЛЫМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ЗУБКОВ М. Ю., МОРЫШЕВ В. В.

Рассмотрены особенности вещественного состава битуминозных отложений баженовской свиты. Предложена классификация литологических типов пород свиты. На основе анализа вещественного состава пород свиты и их текстурно-структурных особенностей дана палеогеографическая реконструкция условий накопления пород баженовской свиты.

Как и другие черносланцевые толщи, баженовская свита сложена четырьмя основными компонентами: глинистыми минералами, карбонатами, минералами кремнезема и органическим веществом. На эту особенность вещественного состава пород свиты обращает внимание большинство исследователей, занимающихся проблемами ее нефтеносности [1—7]. Однако характер распределения этих компонентов по глубине в породах свиты изучен слабо, нельзя считать совершенными и классификации пород свиты, предложенные различными авторами. Все это затрудняет выделение и корреляцию пластов, сложенных определенными типами пород в пределах Салымского месторождения, как по данным лабораторных анализов кернa, так и по результатам геофизических исследований скважин. Последнее особенно важно ввиду слабой охарактеризованности разреза свиты керном.

Детальные исследования физическими и химическими методами более 600 образцов кернa по шести скважинам с хорошим его выносом (до 85%) и анализ полученных результатов с использованием ЭВМ позволили определить их вещественный состав в весовых и объемных процентах, построить треугольники вещественного состава и на их основе выделить главные типы пород в баженовской свите, а также проследить закономерности в их распределении с глубиной в интервале залегания свиты.

Усредненный минеральный состав пород баженовской свиты Салымского месторождения представлен в табл. 1. Из нее видно, что основным минеральным компонентом является кремнезем, представленный главным образом кварцем и халцедоном. Остальные группы минералов присутствуют в меньших количествах. Следовательно, отложения баженовской свиты в пределах Салымского месторождения следует называть кремнистыми, а не глинистыми.

Закономерность в распределении отдельных минералов из группы глин не была установлена. Однако, сравнивая их содержания с явно аллотигенными полевыми шпатами, можно отметить следующие закономерности: с ростом концентрации последних увеличивается содержание гидрослюд и смешанослойных образований, что говорит об их общем аллотигенном происхождении [3]; связь между полевыми шпатами и хлоритом гораздо хуже, что свидетельствует о присутствии в породах свиты наряду с аллотигенным хлоритом аутигенного; содержание каолинита практически не зависит от концентрации в породе полевых шпатов, что, очевидно, говорит о значительном вкладе аутигенного каолинита; отмечается хорошая положительная связь между содержанием монтмориллонита и полевых шпатов, что также указывает на преобладание его аллотигенной составляющей. Интересно, что в абалакских глинах положительная связь между рассматриваемыми минералами в целом сохраняется, однако абсолютное содержание монтмориллонита при одних и тех же концентрациях гидрослюд уменьшается примерно в 2—

Усредненный минеральный состав пород баженовской свиты Салымского месторождения

Основные компоненты	Минералы	Средние содержания	
		вес. %	об. %
Глины	Гидрослюда	16,0	14,5
	Монтмориллонит	4,9	4,8
	Каолинит	4,8	4,4
	Хлорит	1,5	1,7
Всего глинистых минералов		27,2	25,1
Кремнезем	Халцедон и кварц	40,7	36,0
Карбонаты	Кальцит	8,5	7,7
	Доломит	3,1	2,7
Всего карбонатных минералов		11,6	10,4
Сульфиды	Пирит	5,9	2,8
Полевые шпаты	Главным образом кислые плагиоклазы	3,3	3,0

3 раза. Это может свидетельствовать о более интенсивной его дегидратации и гидрослюдизации в подстилающих баженовскую свиту небитуминозных отложениях. Следовательно, высокая битумонасыщенность баженовской свиты тормозит минеральные преобразования в ней, и в частности процесс гидрослюдизации [4].

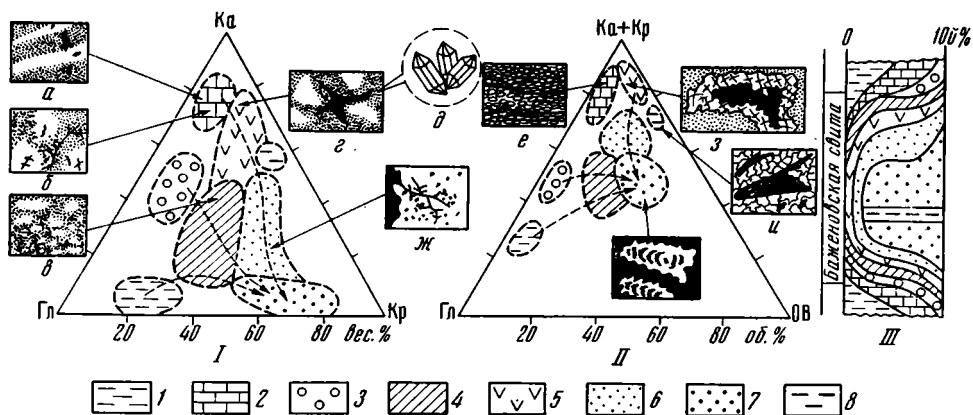
Из карбонатных минералов основным является кальцит. Он встречается как в тонкодисперсном виде (как бы пропитывает глинистую или кремнисто-глинистую массу), так и в виде отдельных стяжений (выполняет раковинные остатки двустворок, аммонитов и белемнитов, заполняет трещины). Содержание доломита гораздо ниже, чаще всего он встречается в подошве, реже в кровле свиты. Сидерит отмечается в пластах, сильно обогащенных пиритом, в центральной части свиты и в подошве на границе с абалакской свитой. Вместе с ним иногда отмечается и глауконит.

Содержание кремнезема повышено во всем интервале залегания баженовской свиты, однако наибольшие его концентрации отмечаются в ее центральной части. Подобным образом распределяется органическое вещество.

Кремнезем имеет биогенную природу и первоначально был представлен опалом, слагавшим раковинки радиолярий и, вероятно, диатомей, который через ряд промежуточных модификаций практически полностью преобразовался в халцедон и кварц [4, 7]. Современное содержание опала не превышает 1,5%. Чаще всего он отмечается в центральных частях раковин радиолярий. Чрезвычайно плохая сохранность остатков кремнистых скелетов организмов и высокая степень преобразования исходного ОВ, обусловленная главным образом аномально высокими пластовыми температурами в отложениях свиты, не позволяет уверенно выделить виды организмов, послуживших источником углеводородов.

По определениям А. Н. Горбовец (СНИИГГиМС) радиолярии представлены двумя отрядами: Nassellaria и Spumellaria. Более подробная диагностика невозможна ввиду плохой сохранности раковинок.

Раковинки у диатомей, имеющие гораздо меньшие размеры, чем у радиолярий, а поэтому более хрупкие и легко растворимые, вероятно, не сохранились. Поэтому пока нельзя однозначно говорить о присутствии или отсутствии в отложениях свиты остатков диатомей. Значимая корреляционная связь между кремнеземом и ОВ (коэффициент корреляции изменяется в пределах 0,4—0,55), возможно, свидетельствует о том, что в накоплении ОВ в породах свиты большую роль играли организмы с кремнистым скелетом.



Фиг. 1. Литологические типы пород баженовской свиты (I, II) и их распределение в ее разрезе (III)

а — карбонатная порода с трещинами, заполненными кальцитом двух генераций (умен. в 10 раз); б — карбонатная порода с полуокатанными или сплюснутыми карбонатными обломками (умен. в 10 раз); в — карбонатно-глинистые породы с карбонатными стяжениями (умен. в 10 раз); г — глинисто-карбонатная порода с брекчиевидными карбонатными обломками, с кальцитовыми щетками и (или) друзами вторичного микрокристаллического кварца (умен. в 10 раз); д — друза вторичного кварца (увел. в 1,5 раза); е — карбонатный радиолярит (увел. в 6 раз); ж — битумоиды, заполняющие трещины и каверну, а также распределенные в виде микрокапель в яснокристаллическом кальците (увел. в 60 раз); з — карбонатная порода с трещинами и каверной, заполненными битумоидами (увел. в 30 раз); и — остатки ихтеодетрита, заполненные битумоподобным веществом («пиритовый» слой, увел. в 30 раз); к — радиолярит, в котором радиолярии имеют агатоподобную структуру за счет зонального распределения в них битумоида (увел. в 60 раз). Нумерация условных обозначений соответствует номерам выделенных литотипов. Гл — глинистые минералы; Ка — карбонатные минералы; Кр — минералы кремнезема (кварц и халцедон); ОВ — органическое вещество. Пунктирными стрелками показана последовательность смены выделенных литотипов по направлению к центру свиты, сплошными — принадлежность к тому или иному литотипу

С целью выделения различных типов пород в баженовской свите результаты анализов образцов кернa нанесены в полях треугольников вещественного состава (фиг. 1). Первый треугольник служит для характеристики минерального состава пород, второй позволяет оценить содержание в них ОВ (в нем кремнистые и карбонатные минералы объединены в одну составляющую). Следует отметить, что при выбранном способе изображения составов образцов в первом треугольнике не учтены содержания ОВ, пирита и полевых шпатов, что в сумме составляет в среднем около 20 вес. % или 28 об. %, а во втором — пирита и полевых шпатов, сумма которых близка к 9 вес. % или 6 об. %. Поэтому получаемые концентрации глинистых, карбонатных и кремнистых минералов (в первом треугольнике), а также ОВ (во втором треугольнике) завышены, так как по условию построения в полях треугольников их суммарные содержания нормируются к 100 %.

В полях построенных таким образом треугольников наиболее четко и однозначно выделяются три типа пород, составляющих подстилающие и перекрывающие баженовскую свиту отложения: 1) глинистый, 2) карбонатный, 3) переходный — карбонатно-глинистый. Выделенные породы характеризуются минимальным содержанием кремнезема (до 10—15 вес. %) и ОВ (до 5—10 об. %). Это породы серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком. В зависимости от содержания карбонатного материала изменяются их механические свойства. Породы первого типа легко размокают в воде и разламываются на мелкие плитки; текстура мелкослоистая, реже массивная. Породы третьего и особенно второго типов более прочны и раскалываются лишь при ударе молотком; текстура массивная, иногда пятнистая; часто содержат в себе раковинные остатки двустворок; в кровле абалакской свиты, кроме того, встречаются раструбы белемнитов, а также пиритизированные ходы илоедов.

Карбонатные породы второго типа из кровли абалакской свиты часто имеют брекчиевидную текстуру с выделяющимися на сером фоне свет-

Вещественный состав литологических типов пород, слагающих баженовскую свиту и окружающие ее небитуминозные толщи (Салымское месторождение)

Литологический тип	Пределы содержаний основных породообразующих компонентов					
	вес. %			об. %		
	глины	карбонаты	кремнезем	глины	сумма карбонатов и кремнезема	органическое вещество
<i>Небитуминозные разности пород</i>						
1. Глинистый	60—80	1—10	15—35	55—70	20—35	1—10
2. Карбонатный	5—25	65—85	5—15	10—25	70—80	0,5—5
3. Глинисто-карбонатный	25—55	30—65	5—15	35—50	40—55	1—8
<i>Битуминозные разности пород</i>						
4. Кремнисто-карбонатно-глинистый	20—60	10—50	20—40	25—45	32—58	15—30
5. Глинисто-кремнисто-карбонатный	2—20	48—75	17—40	1—10	65—90	2—20
6. Глинисто-карбонатно-кремнистый	10—30	10—48	40—70	25—30	55—75	10—25
7. Глинисто-кремнистый *	5—40	0,5—10	50—90	15—28	40—58	22—38
8. Пиритовый **	5—10	40—70	30—40	3—8	60—80	10—20

* Название дано по преобладающим минеральным компонентам.

** Содержание пирита в восьмом литотипе достигает 25—40 вес. %.

лыми обломками более карбонатного состава. Между этими обломками отмечаются каверны и трещины со щетками вторичного кальцита и мелкокристаллического кварца (см. фиг. 1, з, д), часто заполненные битумоидом. В этом же типе пород встречаются трещины, заполненные кальцитом двух генераций: более раннего — темно-коричневого (за счет рассеянного в нем битумоида) и более позднего — молочно-белого (см. фиг. 1, а). Здесь же иногда встречается мелкокристаллический кварц. Породы часто разбиты на плитки и обломки размерами до 1—3 см с многочисленными зеркалами сколжения.

Породы, слагающие баженовскую свиту, отличаются от соседних небитуминозных отложений повышенным содержанием свободного (биогенного) кремнезема и ОВ (см. фиг. 1, I, II). Они не образуют обособленных групп точек, как предыдущие три типа в полях первого и второго треугольников, а покрывают их площадь более или менее равномерно. Поэтому однозначно выделить различные типы пород в свите довольно трудно. Можно было бы произвести подразделение отдельных литологических типов пород на формальном основании, например выделить глинистые, карбонатные и кремнистые типы по их содержанию свыше 50%, а затем через 25, 10 или 5%, что зависит от требуемой степени дробности выделяемых литологических типов. Однако для того чтобы разобраться в особенностях формирования баженовской толщи, удобнее выделять разновидности пород по их приуроченности к различным интервалам в разрезе свиты.

По этому принципу можно выделить пять типов пород, наименее кремнистыми из которых являются четвертый и пятый типы (четвертый — преимущественно глинистый или карбонатно-глинистый, пятый — карбонатный или глинисто-карбонатный). Содержание кремнезема в них изменяется в среднем от 20 до 40%, поэтому в их названии обязательно подразумевается прилагательное *кремнистый* (см. фиг. 1, I, табл. 2). Содержание ОВ в четвертом типе пород заметно выше, чем в пятом, кроме того, на втором треугольнике они оказались разорванными — между ними оказался следующий — шестой тип (см. фиг. 1, II). От четвертого типа намечается переход к первому, а от второго к пятому. Второй и пятый частично перекрываются, что связано с близким минеральным составом и содержанием ОВ в карбонатных разностях, слагающих баженовскую свиту и соседние небитуминозные толщи.

Четвертый и пятый типы представляют собой серые (пятый тип) или темно-серые (четвертый тип) породы с массивной (пятый тип) или листоватой (четвертый тип) текстурой. В них отмечается большое количество карбонатных стяжений разнообразной формы — от почти сферической через линзовидную к слоевидной (см. фиг. 1, в), которые придают породе желваковую текстуру. В зависимости от размеров стяжений и их числа в единице объема образца возникают разновидности, в большей или меньшей мере обогащенные карбонатным материалом. Средние размеры стяжений 1—2 см. Встречаются также карбонатные раковинки двустворок толщиной 0,5—1 мм. Образцы, практически полностью сложенные карбонатами, часто обнаруживают первично биогенную текстуру, как, например, карбонатные радиоляриты, свидетельствующие об активном замещении в ряде случаев кремнезема карбонатами (см. фиг. 1, е).

Шестой — карбонатно-кремнистый тип характеризуется повышенным содержанием кремнезема (до 60 вес. %), средним (10—20 об. %) содержанием ОВ. Это породы темно-серого до черного цвета, как правило, крупноплитчатые, крепкие, с массивной текстурой. Карбонатный материал часто представлен остатками раковин двустворок, расположенных параллельно наслоению, реже лепешковидными и оолитоподобными стяжениями толщиной 2—3 мм.

Седьмой тип пород наиболее богат кремнеземом и ОВ, в меньшей степени глинистыми минералами, поэтому может быть назван глинисто-кремнистым. Содержание карбонатов в нем минимально и не превышает 10 вес. % (см. фиг. 1 и табл. 2). Этот тип представлен породами от темно-серого до черного цвета, плотными, крепкими, обычно крупноплитчатыми, с массовой текстурой. Более глинистые разновидности обладают тонкослоистой текстурой, менее прочны. Карбонатный материал представлен, как правило, остатками раковин двустворок и аммонитов. Наиболее богатые кремнеземом разновидности — это радиоляриты (см. фиг. 1, к).

Восьмой тип распространен незначительно (мощность пласта, сложенного им, составляет 1—2 м). Однако он представляет большой интерес при реконструкции условий образования свиты. Этот тип резко отличается по соотношению основных породообразующих компонентов от рассмотренных ранее. В нем отмечается очень высокое (до 40 вес. %) содержание пирита, концентрация глинистых минералов мала (первые проценты), много карбонатов, в том числе доломита и сидерита, суммарное содержание которых достигает 70 вес. %, концентрация кремнезема также достаточно высока (30—40 вес. %). Объемное содержание ОВ достигает 20 %, причем представлено оно сильно метаморфизованным битумоподобным веществом, заполняющим пустоты, возникшие за счет выщелачивания ихтиодетрита (см. фиг. 1, и).

Этот тип представляет собой плотную породу серого цвета с зеленоватым оттенком (за счет пирита) с большим количеством черных включений битумоподобного вещества, заполняющих поры и пустоты, возникшие за счет выщелачивания ихтиодетрита, расположенного, как правило, параллельно наслоению и придающего породе пятнистую текстуру. На срезе или шлифовках отмечаются микропустоты и каверны размером в десятки доли миллиметра, редко до 1 мм, часто покрытые микрокристалликами фосфатов или сульфатов. Породы нефтенасыщены и даже при слабом нагревании из них интенсивно испаряются углеводороды.

При микроскопических исследованиях пород свиты в шлифах наличие и характер распределения в них битумоидов лучше всего наблюдается в карбонатных и кремнистых разновидностях. В первых они встречаются в трещинах, кавернах и в виде микрокапель, число которых увеличивается по направлению к трещинам, заполненным битумоидом, что придает карбонатам коричневый оттенок (см. фиг. 1, ж). В яснокристаллическом кальците, содержащем битумоиды в микрокавернах и микротрещинах, отмечается большое количество еще более мелких трещин по спайности, свидетельствующих о напряженном состоянии пород в интервале, из которого они отобраны (см. фиг. 1, з).

В кремнистых разновидностях битумоид находится в порах между раковинками радиолярий. При перекристаллизации раковин возникают агатоподобные структуры за счет зонального вхождения в них битумоидов (см. фиг. 1, *к*). Таким образом, в отличие от существенно глинистых разновидностей, в которых ОВ представлено главным образом остаточным сильно преобразованным керогеном, кремнистые и особенно карбонатные породы относительно обогащены битумоидами. Причем разности, наиболее богатые кремнеземом (радиоляриты), так же как и карбонатные, содержат сравнительно немного ОВ.

Распределение отдельных типов пород в интервале залегания баженовской свиты представлено на фиг. 1, *III*. Отчетливо видно, что по направлению к центральной части свиты происходит постепенная смена небитуминозных разностей (первый — третий тип), слагающих ачимовскую толщу и абалакскую свиту, на битуминозные (четвертый, пятый, шестой и, наконец, седьмой тип, слагающий центральную часть свиты). Здесь же отмечается и восьмой — «пиритовый» тип. По мере перехода от одного типа к другому по направлению к центральной части интервала залегания свиты происходит постепенное обогащение пород кремнеземом. Следует отметить, что свита имеет асимметричное строение — центральный (седьмой тип) несколько смещен книзу за счет меньшей мощности переходных к нему четвертого, пятого и шестого типов в подошвенной части по сравнению с кровельной (см. фиг. 1, *III*).

Проведенный анализ вещественного состава пород баженовской свиты позволил уточнить палеогеографические условия ее накопления.

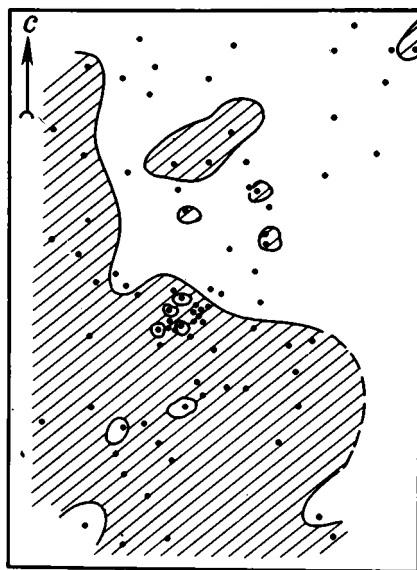
Основной особенностью осадконакопления в волжском море являлась биодифференциация вещества наряду с обычным химическим и физическим разделением. Во-первых, это накопление в скелетах морских организмов кремнезема, в меньшей мере карбонатов, а также ряда микроэлементов. Во-вторых, непосредственное активное участие микроорганизмов в осадконакоплении, установленное для современных осадков учеными-океанологами. Мельчайшие планктонные организмы-фильтраторы (коловратки, рачки-эуфаузииды и т. п.) способны профильтровать объем эпиконтинентального бассейна за несколько суток. В процессе фильтрации эти организмы излишки взвеси отправляют на дно в виде студнеобразных капелек или пеллет. Так как размеры капелек и пеллет гораздо больше частиц взвеси, входящих в них, то они быстро опускаются на дно, и придонные течения или волнения уже не могут перевести их во взвешенное состояние. Важно, что при таком механизме осадкообразования его интенсивность будет зависеть от биопродуктивности различных участков верхневолжского бассейна — площади с повышенной плотностью планктонных организмов будут фиксироваться на дне в виде осадков значительной мощности. Этим же можно объяснить наблюдаемые несоответствия мощностей осадков с морфологией дна бассейна, быструю смену величин мощностей одного и того же слоя на коротком расстоянии. Состав же самих осадков зависит от соотношения во взвеси биогенного и терригенного материалов.

Образование восьмого типа пород, судя по его вещественному составу и текстурным особенностям, происходило в момент сильного обмеления верхневолжского бассейна, связанного скорее всего с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана в наиболее приподнятых участках рельефа морского дна типа банок, где начинает сказываться влияние волновой деятельности. В условиях активной гидродинамики происходило перемывание осадка и вынос из него легкого тонкодисперсного глинистого материала и органического детрита. Напротив, плотные и крупные компоненты осадка — пирит, раковины радиолярий, ихтиодетрит и т. п. оставались на месте. Впоследствии происходило замещение кремнистых раковин радиолярий карбонатами (в том числе доломитом), что указывает на возможность осолонения, вызванного, вероятно, еще большим обмелением моря в условиях жаркого климата, пересыханием морской воды катионами кальция и магния и возникновением щелочных условий с $pH \geq 9$, способствовавших процессу замещения кремнезема

раковин радиолярий карбонатами. Присутствие в осадках сульфатов также, вероятно, указывает на то, что во время отложения пород восьмого типа существовали условия, близкие к лагунным с семиаридным климатом. Очевидно, что глубины палеоморя в это время составляли первые десятки метров, а в наиболее приподнятых участках дна еще меньше.

Сравнение схемы распространения пиритового пласта на территории Салымского месторождения с современным структурным планом отложений баженовской свиты показало слабое соответствие между ними. Пиритовый слой невыдержан по простиранию и часто выклинивается, что, по-видимому, свидетельствует о значительной изрезанности подводного рельефа верхневолжского бассейна (фиг. 2). В северо-восточной части месторождения пиритовый слой почти полностью исчезает, что скорее всего связано с увеличением в этом направлении глубины палеоморя.

Фиг. 2. Схема распространения «пиритового» пласта (заштрихованная площадь), сложенного главным образом породами, относящимися к восьмому литологическому типу (Салымское месторождение). Точками показаны скважины



Пиритовый пласт, характеризующийся повышенной пористостью и проницаемостью в силу специфического состава и текстурных особенностей, являлся каналом дренирования, по которому при уплотнении осадка могли выжиматься поровые флюиды. Позднее, когда рассеянное в отложениях свиты ОВ начало генерировать нефть, она также могла мигрировать по нему в ближайшие проницаемые горизонты. Это подтверждается высокой нефтенасыщенностью пород из пиритового пласта, а также слабыми притоками из интервала его залегания.

Образование брекчиевидной текстуры в карбонатных и глинисто-карбонатных породах, встречающихся в подошве баженовской и кровле абалакской свит, объясняется следующим образом. Известно, что известковые отложения литифицируются быстрее других типов осадков, поэтому в еще полужидкой, пластичной известково-глинистой массе карбонатные прослои представляют собой литифицированные твердые тела. При смещении таких отложений в виде оползня или мутьевого потока в результате преодоления критической величины силы трения о подстилающие отложения вследствие сейсмического толчка или других причин происходит дробление известковых прослоев с образованием брекчиевидных карбонатных обломков с характерной остроугольной формой (см. фиг. 1, а). В случае, когда карбонатные прослои, вовлеченные в движение, не успели литифицироваться полностью, возникают слегка «окатанные» или смятые обломки, напоминающие по внешнему виду конкреции (см. фиг. 1, б). Однако в этом же типе отложений и немного глубже (в абалакской свите) встречаются и настоящие конкреции, иногда с сеп-

тариевыми трещинами, заполненными кальцитом более поздних генераций.

В дальнейшем при литификации глинисто-карбонатного осадка основная масса воды, входившей в его состав, выделяется, что приводит к уменьшению объема пород. Если карбонатные обломки непосредственно контактировали друг с другом или сблизилась в результате уплотнения и литификации глинисто-карбонатной массы, то они, принимая на себя нагрузку вышележащих пород, предотвращают уплотнение осадка, что приводит к возникновению каверн и трещин, первоначально заполненных водой, выделявшейся вследствие литификации осадка. Затем на стенках этих пустот образуются кристаллы кальцита или микрокристаллы короткопризматического кварца (см. фиг. 1, *д*), а полость заполняется битумоидом. Высокодебитные притоки отмечаются часто именно из этих брекчиевидных карбонатных прослоев, являющихся, по-видимому, каналами дренирования нефтегенерирующей баженовской свиты.

Литература

1. *Гурари Ф. Г.* Об условиях накопления и нефтеносности баженовской свиты Западной Сибири//Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск. 1979. Вып. 271. С. 153—160.
2. *Зарипов О. Г., Ушатинский И. Н.* Особенности формирования и состава битуминозных отложений баженовской свиты в связи с их нефтеносностью//Тр. ЗапСибНИГНИ. Тюмень. 1976. Вып. 113. С. 53—71.
3. *Зубков М. Ю., Доронина Н. А.* Геохимия пород баженовской свиты//Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск. 1982. С. 68—76.
4. *Зубков М. Ю., Прямоносова И. А.* Особенности минерального состава битуминозных отложений баженовской свиты//Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск. 1984. С. 67—74.
5. *Нестеров И. И.* Новый тип коллектора нефти и газа//Геология нефти и газа. 1979. № 10. С. 26—29.
6. Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири/Под ред. Дорофеевой Т. В. Л.: Недра, 1983. 132 с.
7. *Ушатинский И. Н.* Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири//Сов. геология. 1981. № 2. С. 11—22.

Сибирский научно-исследовательский
институт нефтяной промышленности,
Тюмень

Поступила в редакцию
18.VII.1985

УДК 552.57 : 551.77

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОСКОСОДЕРЖАЩИХ БУРЫХ УГЛЕЙ КАЙНОЗОЯ СССР

СЕРОВА Н. Б.

На основе комплексного изучения бурых (в основном Б1) углей кайнозоя СССР определено влияние основных геолого-генетических факторов (исходного вещества, обводненности и химического характера среды торфяника, а также последующих процессов углефикации) на формирование и распространение воскодержащих углей. Рассмотрены вопросы генезиса их битуминозности (и восконосности), установлены основные закономерности регионального распространения воскодержащих углей, локального проявления зон повышенной битуминозности, соотношения восков и смол в битумоидах углей.

Обобщение и анализ экспериментальных и литературных данных, главным образом касающихся обстановок торфо-угленакопления, условий формирования различных генетических типов бурых углей, выяснения флористической и климатической зональности эпох трофообразования (на основании работ С. Н. Тюремнова, В. Е. Раковского, Н. Г. Титова, И. И. Аммосова, П. П. Тимофеева, Л. И. Боголюбовой, П. Г. Нестеренко, В. В. Кирюкова, И. Э. Вальц, А. Н. Криштофовича и др.) и проведенные петрографические и аналитические исследования позволили определить влияние основных геолого-генетических факторов (исходного вещества, обводненности и химического характера среды торфяника) на формирование и распространение воскодержащих углей.

К воскодержащим относят битуминозные бурые угли, битумоиды которых в разной степени обогащены восковым компонентом. Битумоиды углей (и торфов) условно разделяют на две составные части: восковую и смоляную, при этом к последней относят парафины, асфальтены и масла. Важное практическое значение имеет восковая часть, на основе которой получают различные сорта и марки ценного буроугольного воска (монтан-воска), находящего широкое применение в народном хозяйстве.

Восковая составляющая битумоидов представляет собой сложную смесь высокомолекулярных жирных кислот, одноатомных высших спиртов и их эфиров, с участием углеводов, альдегидов, кетонов и др. В зависимости от природы угля, химического состава исходных растений и условий экстракции состав буроугольного воска и его качество могут изменяться в широких пределах. Чистый воск — вещество желтого цвета, по своему физическому состоянию (цвет, консистенция) и некоторым свойствам (жироподобные вещества, пластичны, водо- и газонепроницаемы и т. д.) близко к пчелиному воску [17, 19]. Смоляная составляющая битумоидов является нежелательной примесью в углях, используемых в качестве сырья для получения монтан-воска.

ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВИВШИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ВОСКОСОДЕРЖАЩИХ БУРЫХ УГЛЕЙ

Исходный растительный материал. Формирование углей с высоким содержанием воска в битумоидах связано с расцветом в палеоген-неогеновое время воскодержащей покрытосеменной растительности. С усложнением биологической среды, а возможно, и изменением термодинамики жизненных процессов растений появилась развитая система органов, выделяющих воск [3, 16].

В растениях воск содержится в виде мельчайших зерен, тонких стерженьков, либо плотной корки [27], образуя тончайшие защитные покровные оболочки листьев, молодых побегов и плодов. Близки к воску по составу экзина спор и пыльцы, кутин, образующий кутикулу, и вещество пробковой ткани коры — суберин.

Обычно кутин, суберин встречаются вместе с целлюлозой и чередуются со слоями воска, последний обнаружен также в глубоко лежащих кутинизированных слоях и в виде внутриклеточного воска — зеринита. В мягких бурых углях кайнозоя воск чаще встречается в тонкорассеянном состоянии [27]. Поэтому основными восконосителями являются как сами липоидные компоненты (кроме смол), так и тесно связанные с ними ткани — листовые паренхимные, стеблевые, молодых побегов, пробковые.

Восковыми соединениями наиболее богаты лиственный покров и молодые побеги древесных, кустарничковых и болотно-травяных покрытосеменных растений жаркого климата с толстыми восковыми покрытиями кожистых листьев, а также пробковая ткань коры некоторых голосеменных и древесных двудольных растений.

Липоидные компоненты хорошо различаются в углях под микроскопом, что говорит о тесной связи их с исходным растительным материалом. Однако по данным спорово-пыльцевых анализов [12] и изучения в шлифах растительных остатков, не обнаружено четкой приуроченности одних видов растений к высокобитуминозным, а других — к низкобитуминозным углям. В то же время известна тесная связь отдельных петрографических разностей воскодержащих углей с определенными углеобразователями, либо с различными их морфоструктурами. Это обогащенные воском «светлые слои» мягких кельнских бурых углей тростниковых болот [27], паренхиты и паренхо-десмиты днепровских углей — «листопадные слои» [10]; пыльцевые липоидолиты в Жиланшикском бассейне — «жиланкиты» [18], а также кутикуловые и смоляные липоидолиты в Южно-Уральском бассейне. По-видимому, особенности петрографического состава углей и характер их битуминозности определяют не столько видовым составом исходных растений, сколько тем, какие морфологические части растений (в зависимости от класса, порядка, типа) являются доминантами в сложении петрографических разностей углей.

Ведущим фактором, контролирующим региональное изменение состава сообществ-углеобразователей, является климат. В палеогене, вплоть до середины олигоцена, на территории СССР были разлиты две основные климатические зоны: 1) северная — умеренно теплая (бореальная) и 2) южная — жаркая и влажная (субтропическая) [8].

Северная зона характеризовалась произрастанием широколиственных листопадных лесов так называемой тургайской флоры, состоявшей из покрытосеменных пород — каштанов (*Castanea* sp.), буков (*Fagus* sp.), грабов (*Carpinus*), кленов (*Acer* sp.), дубов (*Quercus* sp.), ольхи (*Alnus* sp.), берез (*Betula* sp.) и др., а также различных кустарничков (сем. Ericaceae и др.) и голосеменных, в основном хвойных пород — сосен (*Pinus* sp.), елей (*Picea* sp.), болотных кипарисов (*Taxodium* sp.), секвой (*Sequoia* sp.), пихт (*Abies* sp.), гинкговых (*Ginkgo* sp.) и др. с примесью представителей субтропической флоры. В южных широтах европейской части СССР и на большей части Казахстана, в пределах субтропической зоны господствовали вечнозеленые миртовые (сем. Myrtaceae), лавровые (сем. Lauraceae), платановые (сем. Platanaceae), пальмы (*Palmae* sp.), магнолии (*Magnolia* sp.), плауновые (сем. Lycopodiaceae), ниссовые (*Nyssa* sp.) и другие представители теплолюбивой полтавской флоры. Меньшую роль играли хвойные породы — сем. Pinaceae, Aгаусациевые, Taxodiaceae. В топяном и лесотопяном болотах господствовали тростники (*Phragmites* sp.), осоки (*Carex* sp.), рогузовые (сем. Tufhaceae), рдестовые (Potamogetonaceae), кувшинковые (сем. Nymphaeaceae). Граница флористических зон (по А. Н. Криштофовичу, 1955)

была весьма нечеткой и в каждом комплексе участвовали представители смежной зоны (фиг. 1).

Похолодание и дифференциация климата со второй половины олигоцена привела к изменению состава лесов: постепенному исчезновению с южной и средней части европейской территории СССР и большей части Казахстана вечнозеленых тропических форм полтавской флоры эоцена, увеличению мелколиственных листопадных пород среди покрытосеменных и доли хвойных — представителей тургайской флоры неогена. Последняя до конца неогена занимала господствующее положение на равнинах Восточной Европы и Азии. Выводы А. Н. Криштофовича подтвердились результатами изучения спорово-пыльцевых комплексов угленосных осадков различных регионов [10, 12, 18, 21, 24, 25].

И если региональное распространение углеобразующей растительности определяется климатической зональностью периода торфонакопления, а также этапом и уровнем ее эволюционного развития, то локальное распространение сообществ-углеобразователей контролируется фациальными различиями обстановок торфонакопления, прежде всего характером обводненности торфяника и условиями его водно-минерального питания (табл. 1).

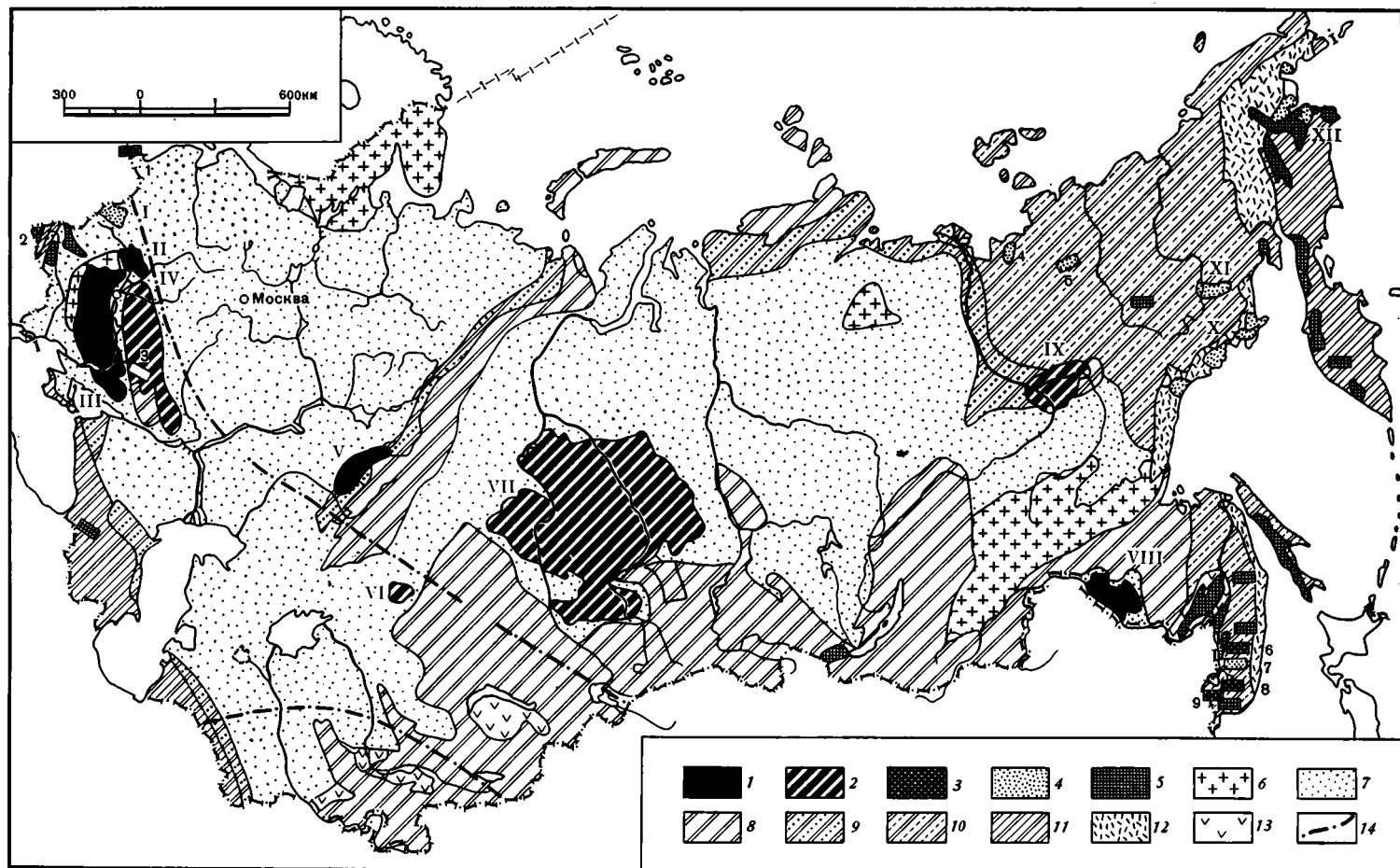
Характер обводненности торфяника. Водный режим предопределяет не только структуру торфообразующих фитоценозов, но и интенсивность распада отмершей растительной массы [13]. Поэтому различия в степени и режиме обводненности торфяника, влияющие на окислительно-восстановительный потенциал (Еh) среды, обуславливают направленность процессов разложения и в конечном итоге различия в петрографическом составе и свойствах углей, в частности их битуминозности.

Как показали результаты петрографических и химико-технологических исследований¹, выполненных нами и различными авторами [4, 5, 10, 11, 20], повышенное содержание битумоидов наблюдается в плотных (гелитовых) и рыхлых (землистых) типах как гумито-липоидолитовых, так и гумитовых бурых (Б1), а также в торфовидных углях. При этом содержание битумоидов в расчете на сухой уголь (Б°, %) возрастает в целом с переходом от класса гумитовых углей к гумито-липоидолитам, а в каждом генетическом типе — со степенью разложения.

Как известно, формирование плотных сильногелифицированных углей обоих генетических классов, а также торфовидных и лигнитов связывают с условиями постоянного водного режима топяного, либо переменного обводнения (при постоянной увлажненности) лесотопяных болот и слабой активности микробиологических процессов [2, 6, 27]. Основным источником плотных и торфовидных углей является в основном торф тростниковых, тростниково-осоковых низинных топяных болот с травами, папоротниками и хвощами. Однако различия в режиме обводненности, в частности резко восстановительных или относительно анаэробных (субанаэробных) условий в сильно обводненном, в основном низинном топяном и лесотопяном торфяниках, приводит к формированию плотных углей различных классов.

Плотные гумито-липоидолитовые угли формировались, по-видимому, в условиях не только сильной обводненности, но и значительной проточности вод торфяника [1] и аэрации его поверхности, либо в условиях определенной фациальной обстановки захоронения торфяника (в кровле — пески) [9], создающих относительно окислительную среду. Такие условия приводили не только к интенсивному разложению лигнино-целлюлозных тканей, но и, что особенно важно, к выносу коллоидных продуктов разложения циркулирующими водами за пределы торфяника (процессы элювиации) и остаточному накоплению в углях более стойких липоидных компонентов. Эти угли нередко обнаруживают значительную

¹ Химико-технологические исследования углей Амурской области и Приморья, Южно-Уральского и частично Днепровского бассейнов проведены сотрудниками лаборатории химии твердого топлива ИГИ под руководством М. Н. Жаровой.



примесь глинистого материала. Такие высокозольные угли ($A^c \geq 20-25\%$) с повышенным содержанием битумоидов получили развитие, например, на Хабаровском и Тюльганском месторождениях в Южно-Уральском бассейне. Другим примером могут служить месторождения Днепроовского бассейна, где не последнюю роль в формировании высокобитуминозных углей сыграли, по-видимому, пески киевского горизонта эоцена в кровле угольных пластов.

В условиях переменной увлажненности при соответствующей активности микробиологических процессов и определенных соотношениях процессов гелификации, гумификации и фюзенизации формируются рыхлые гумитовые и гумито-липоидолитовые угли. Условия образования рыхлых гумито-липоидолитовых углей во многом еще не ясны. Возможно, что они образовались в условиях вторичного микробиологического изменения торфов лесного подтипа [6]. Не исключено также, что сказалось более длительное воздействие субаэробных условий в торфогенном слое.

В каждом генетическом классе больший выход битумоидов установлен для плотных углей. При этом последние являются и более восконосными по сравнению с рыхлыми углями фаций лесных болот, обогащенными древесинными лигнино-целлюлозными тканями. Средние значения выхода битумоидов в расчете на горячую массу (B') по пластопересечениям для месторождений Днепроовского и Южно-Уральского бассейнов составили: для углей плотных гумито-липоидолитовых 12,0% (9,4—15,4) и гумитовых 10% (7,2—12); для рыхлых гумито-липоидолитовых 11,2% (9,8—13,7) и гумитовых 8,8% (6,0—13,2) [20].

Детальное изучение обстановок осадко-угленакопления [23] показало, что для формирования углей, различных по степени разложения (телинитовые, коллинитовые), существенное значение имеет быстрота смены фаций в торфяном болоте, связанная с тектоническим режимом области торфонакопления. Относительное постоянство условий до и после торфонакопления, наблюдаемое в областях с медленным опусканием болот и длительным захоронением торфогенного слоя, обуславливает более глубокое разложение растительного материала.

Химический характер среды торфообразования. Химический характер среды (водно-минеральный режим среды торфообразования, концентрация минеральных веществ и солевой состав вод торфяника) оказывают влияние не только на тип торфяника, но и обуславливают формирование растительного покрова определенного ботанического и химического составов и контролируют накопление органического вещества различной природы (гумусового, битуминозного). Известно, что верховые торфы высокой степени разложения (R 35—45%) битуминозные, причем пушицевые обогащены воском и фосфатами; низинные лесные — высокозольные, дают высокий выход гуминовых кислот, а тростниковые богаты серой, целлюлозой и воском.

Большую битуминозность верхового торфа одни исследователи (Н. Г. Титов) связывают с синтезом смолистой части битумоидов из гу-

Фиг. 1. Схема тектонической приуроченности месторождений углей кайнозоя (на основе тектонической карты Евразии М 1 : 5 000 000 под ред. А. Л. Яншина) 1—4 — месторождения бурых углей Б1 (1 — с установленной промышленной битуминозностью, 2 — перспективные на монтан-воск, 3 — с установленной непромышленной битуминозностью, 4 — с предполагаемой непромышленной битуминозностью); 5 — бурые (Б2—Б3) и каменные угли; 6 — области дорифейских складчатостей древних платформ; 7 — чехол древних и эпипалеозойских платформ. *Складчатые области и системы*; 8 — молодые платформы (байкалиды, каледониды, герциниды); 9 — краевые прогибы складчатых структур; 10 — мезозонды; 11 — альпиды; 12 — вулканогенно-осадочный комплекс (МЗ—КЗ); 13 — впадины, выполненные молассаами; 14 — граница субтропической зоны эоцена с полтавской флорой [9]. Цифрами на схеме обозначены бассейны и угленосные площади (I — Брестская, II — Припятская, III — Днепровская, IV — Днепровско-Донецкая, V — Южно-Уральский, VI — Жиланшикский, VII — Обь-Иртышская, VIII — Нижнезейский, IX — Ленский, X — Охотская, XI — Эльгенская, XII — Анадырская) и месторождения (1 — Грачевское, 2 — Ильинское, 3 — Новодмитровское, 4 — Куларское, 5 — Уяндинское, 6 — Нижнебикинское, 7 — Ореховское, 8 — Ретиховское, 9 — Павловское)

Таблица 1

Обводненность и химический характер среды торфяника и их влияние на накопление битумоидов в углях *

Тип торфяника (растительности)	Условия водно-минерального питания	Концентрация минеральных веществ и pH среды	Солевой состав вод	Миграционная способность органических продуктов разложения
← Обогащение растений стойкими компонентами ← Увеличение содержания B^c, %	↑ Гелификация ↓ Гумификация	↑ Анаэробное бактериальное разложение ↓ Окислительное разложение	← Синтез смолистой части битумоидов	← Интенсивность процессов элювиации
Низинный (эвтрофная)	Поверхностное + грунтовое; преобладают постоянное обводнение; анаэробные и суб-анаэробные условия среды	Повышенная минерализация вод; нейтральная и слабощелочная реакция среды (pH > 4—6,5)	Повышенное содержание растворимых форм Ca, Mg и в виде гуматов Ca, Mg	Низкая (30—9 мг/л)
Переходный (мезотрофная)	Смешанное; преобладает переменное обводнение (при постоянной увлажненности)	Относительно слабая минерализация вод; преобладает слабощелочная реакция среды (pH 4,5—5,5)	Относительно низкое содержание солей Ca, Mg при их средней растворимости	Средняя (30—60 мг/л)
Верховой (олиготрофная)	Атмосферное; изменчивая увлажненность; субаэробные условия среды	Слабая минерализация вод; преобладает слабощелочная и кислая реакции среды (pH 2,8—4,6)	Низкое содержание солей Ca, Mg и слабая их растворимость	Высокая (67—73 мг/л)

* По данным С. Н. Тюремнова, Э. Штаха, М. Т. Маковски, В. П. Поволоцкой, ВСЕГЕИ.

мусовых веществ торфа в условиях слабой минерализации вод торфяника, другие (В. Е. Раковский, Л. В. Пигуевская, Н. М. Караваев) — с особенностями химического состава растений, характеризующихся заметным участием липоидных компонентов. Склонность смол в отличие от воска к полимеризации позволяет допустить возможность синтеза смолистой части битумоидов. Однако ведущим при торфо-углеобразовании, по нашему мнению, был процесс избирательного накопления битумоидов и прежде всего воска из остаточных липоидных компонентов смоло-воскообразующих растений в ходе их гумификации и гелификации.

В зависимости от условий водно-минерального питания наблюдаются значительные различия в концентрации минеральных веществ, солевом составе вод торфяника и значениях pH их среды, что предопределяет неодинаковую миграционную способность органических продуктов разложения (см. табл. 1).

Верховой тип торфяника, формирующийся при атмосферном водно-минеральном питании (олиготрофном), характеризуется слабой минерализацией и низкими (от 2,8 до 4,6) значениями pH водной среды [26, 27]. Процессы элювиации или липтизации (по Д. Минчеву) с накоплением остаточных липоидов протекают особенно интенсивно при подчеркнуто кислой среде торфяника и высоких (от 400 до 600 мВ) положительных значениях E_h [30]. Выпуклая поверхность верхового торфяника обуславливает интенсивную аэрацию, дренируемость и образование более мощного торфогенного слоя (0,3—0,5 м) по сравнению с низинным. Процесс гумификации в торфогенном слое верхового торфяника протекает при участии кислорода воздуха наряду с аэробными микроорганизмами (грибы, актиномицеты и др.).

В условиях низкой минерализации вод верхового торфяника и слабой растворимости минеральных компонентов (Ca, Mg) при $pH < 4,5$ наблюдается высокая миграционная способность органических продуктов разложения. По данным работ 60-х годов ВСЕГЕИ, количество органических продуктов разложения изменяется в зависимости от pH (мг/л): 3,5—72,5; 4—67,4; 4,5—30,1 и 6,6—9.

Низинный тип торфяника формируется при поверхностном и грунтовым водно-минеральном (эвтрофном) питании характеризуется повышенной минерализацией вод и более высокими (от 4 до 6,5) значениями pH среды [26, 27]. Преобладают постоянное обводнение и анаэробные условия среды. Процесс гумификации в низинном торфянике протекает в основном при участии анаэробных бактерий. При обогащении вод низинного торфяника растворенными формами Ca, влияющего на кислотность среды, создаются наиболее благоприятные условия для жизнедеятельности большинства видов современных бактерий. Это, по-видимому, и в палеоторфянике приводило к глубокому структурному разложению исходного вещества с образованием гуминовых гелей, а также продуктов, обогащенных водородом и азотом [22, 27], прежде всего липоидными компонентами.

В низинных торфяниках миграционная способность органических продуктов разложения низкая, ибо основной продукт гумификации — гуминовые кислоты связываются с солями Ca и Mg в виде нерастворимых в воде гуматов. Растворимость же солей Ca и Mg, наоборот, возрастает с повышением значений pH среды. По данным ВСЕГЕИ, при низких ($< 4,5$) значениях pH соли Ca даже не взаимодействуют с гуминовыми кислотами.

Поэтому более высокие содержания в водах верхового торфяника кислорода, а также органических продуктов разложения и возможность их выноса за пределы торфяника приводят к значительно большему обогащению торфа трудно окисляемыми и наиболее стойкими к процессам разложения липоидными компонентами.

Торф верхового типа со степенью разложения $R \geq 35$ —40% является ценным сырьем для получения воска. В верховом торфе содержание битумоидов коррелируется интенсивностью биохимического распада и возрастает со степенью разложения, в низинном — более существенную

роль в накоплении битумоидов играют условия среды торфонакопления, оптимальные для жизнедеятельности микроорганизмов: рН среды, содержание катионов Ca^{2+} , $\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$; $\sum K^{n+1}$ или показатели степени насыщения торфа неорганическими соединениями [14].

Вторичные факторы углеобразования. В. Е. Раковский [16] считает, что воск и особенно смолы, будучи жирными карбоновыми предельными кислотами, являются наиболее устойчивой частью растений и топлива и что поэтому ни давление, ни высокие температуры не оказывают никакого влияния на воск. Результаты наших исследований не подтвердили данной концепции. Известно, что растительные смолы как исключительно устойчивые соединения действительно сохраняются в течение долгого геологического времени. Однако и они претерпевают ряд изменений: способны окисляться, а в процессе полимеризации переходят в нерастворимую форму [19].

Проведенные исследования показали, что более углефицированные угли (переходные к Б2, Б2 с показателем отражения $R^0 \geq 0,3\%$) нижних пластов Бикинского, Реттиховского и некоторых других месторождений характеризуются незначительным (1—3% в расчете на сухой уголь) выходом битумоидов. Смоляные битумоиды наблюдаются в большем возрастном диапазоне МЗ—КЗ и установлены даже в газовых углях мела на Сангарском месторождении Якутии. При повышенном (5—8% в расчете на сухой уголь) выходе битумоида воск в последнем отсутствовал [20].

Последующие процессы углефикации приводят, по-видимому, к существенным изменениям полезных свойств воска (растворимости, плавкости), что выражается в снижении его выхода при экстракции. Это согласуется с результатами экспериментальных исследований, проведенных Дж. Бруксом и Дж. Смитом [29] по преобразованию углеводородов при углефикации. Согласно этим авторам, состав углеводородов начинает заметно изменяться от стадии матовых бурых углей (Б2) и достигает максимума на стадиях «Д» и «Г». В этом интервале, по Дж. Бруксу [28], в результате химических реакций из восковых компонентов растений в углях образуются нефтеподобные продукты.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОСКСОДЕРЖАЩИХ БУРЫХ УГЛЕЙ

Комплекс проведенных петрографических и химико-технологических исследований и выявленные геолого-генетические факторы, обусловившие формирование воскосодержащих углей, позволили определить основные закономерности регионального распространения этих углей и изменения качества их битумоидов.

Геотектонические условия угленакопления в кайнозойе и структурная приуроченность месторождений воскосодержащих бурых (Б1) углей. Воскосодержащие угли связаны с месторождениями слабоуглефицированных бурых углей (Б1), широко развитых на территории СССР. Последние в основном отвечают угленосным отложениям кайнозоя, выполняющим отрицательные формы более древнего рельефа.

Большинство из изученных месторождений углей Б1 сформировалось в платформенных областях и приурочено к различным структурам мезозойской складчатости (см. фиг. 1).

В складчатых областях мезозойских и альпийских структур угли Б1 значительно менее развиты. Это месторождения Приморья, Восточной Якутии и угленосные площади Магаданской области, приуроченные к мезозоидам, перешедшим к началу формирования угленосной толщи к платформенному этапу развития. Месторождения углей Б1, приуроченные к альпидам, завершающим орогенный этап геосинклинального развития, известны лишь в Закарпатье.

* Сноска к таблице 2. Таблица составлена по результатам геологоразведочных работ и изучения битуминозности в 1974—1979 гг. Определения содержания битумоидов ($B^c, \%$) выполнены по ГОСТ-10969-74 (растворитель — бензол, класс дробления аналитических проб — 0,2 мм, для Днепровского бассейна — 1,0 мм)

Объект исследования	Индекс пласта	Средняя мощность пласта, м	Возраст	БС, % средневзвешенное (пределы)	Выход восков из битуменов, %
<i>Днепровский бассейн</i>					
Новомиргородское месторождение	II	5,0	P ₂	7,7 (7,0—14,2)	71,7 (одна сборная проба)
Верхнеднепровское месторождение (разрез)	I	9,0	»	6,9 (0,5—18,5)	—
(шахта)	I	9,0	»	6,5 (0,9—14,9)	—
Морозовский разрез	II	4,2	»	6,4 (1,6—14,0)	76,3
То же	I	3,7	»	5,8 (2,0—9,6)	75,9
Светлопольская шахта	II	3,9	»	6,2 (2,8—16,5)	75,0
То же	I	3,4	»	7,1 (3,1—11,1)	»
Бандуровский разрез	II	1,85	»	3,0 (1,1—5,5)	74,0
То же	I	4,2	»	7,0 (3,2—13,1)	»
Новодмитровское месторождение (УССР)	III ₂	40—60	P ₃ ²	7,5 (3,6—11,0)	75—65
То же	IV ₂	8—12	»	4,3 (2,5—8,3)	»
Житковичское месторождение (БССР)	Залежь	4—5,5	N ₁ ¹	6,0 (2,6—7,8)	77,0
Бриневское месторождение (БССР)	»	—	»	5,5—6,5 (2,6—9,0)	70,0
Грачевское месторождение (РСФСР)	I	2,9	»	3,5 (0,2—10,8)	55—51
<i>Южно-Уральский бассейн</i>					
Бабаевское месторождение	Залежь	40—60	N ₁ ¹	6,7 (1,5—16,5)	40 (30)
Тюльганское месторождение (разрез)	{ Верхняя залежь	14—25	»	6,4 (1,8—14,1)	60—42
Хабаровское месторождение (разрез)	II ₁	52	»	11,3 (2,4—21,0)	»
То же	II ₂	»	»	12,3 (5,1—19,0)	50—40
Ворошиловское месторождение	II	74	N ₁ ²	7,4 (2,0—20,6)	55—51
<i>Нижнезейский бассейн (Амурская обл.)</i>					
Тыгдинское месторождение	I	12—15	N ₁ ¹	6,9 (1,0—13,0)	53
Свободное месторождение (юго-западная и центральная части)	I, II, III	12,3	»	8,8 (сборные пробы)	46—53
Сергеевское месторождение	I	5,0	»	5,3 (2,6—10,9)	58
<i>Месторождения Приморья</i>					
Павловское месторождение (разрез 1)	I	»	P ₃ ³	7,8 (5,7—8,5)	56
То же (разрез 2)	I, II, III	7;3;4	»	3,8 (1,5—6,9)	55
Реттиховское месторождение (Южный уч-к)	I, II	15—8	»	»	»
То же (Восточный уч-к)	I, II	15—5	»	3,3 (1,6—4,4)	60
Нижнебикинское месторождение	9,10,11	2—8	»	1,6 (1,0—2,1)	45

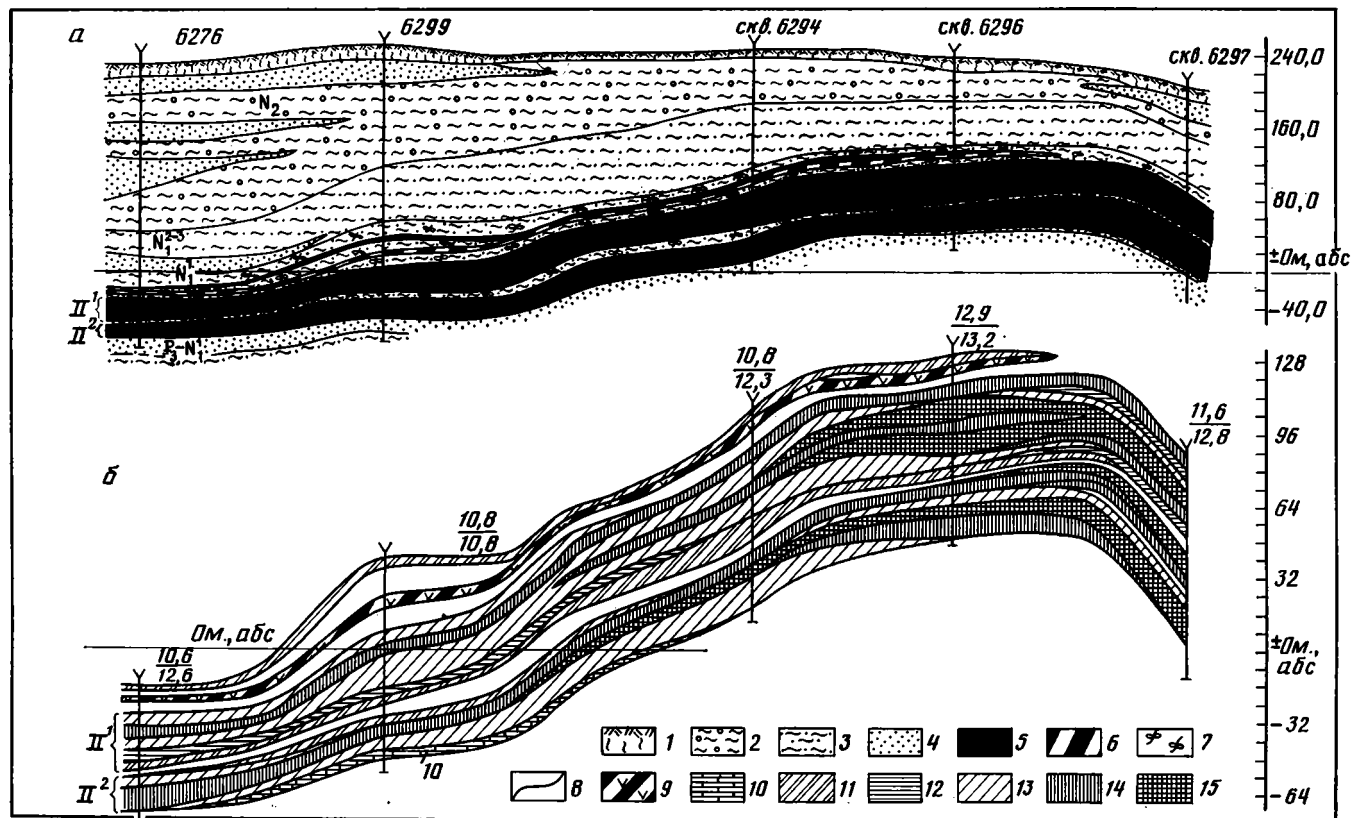
Угли с повышенной битуминозностью и представляющие промышленный интерес для получения монтан-воска (при средних значениях $B^c \geq 6-7\%$) преобладают на месторождениях, сформированных в структурах древних и эпипалеозойских платформ. Угли (Б1) месторождений, сформированных в альпидах (Ильницкое), а также в сопряженных с зоной кайнозойского тектогенеза восточной части Азии мезозоидах Приморья (Реттиховское, Нижнебикинское, Павловский участок одноименного месторождения), характеризуются слабой ($B^c 2-4\%$) битуминозностью (см. табл. 2). Указанные выше месторождения Приморья формировались в наложенных приразломных впадинах древнего кристаллического массива, живших в режиме альпийской геосинклинальной зоны [7]. Такие подвижные и относительно подвижные обстановки торфонакопления предопределили образование слаборазложившихся — телинитовых и посттелинитовых углей [23]. Как отмечалось ранее, содержание битумоидов растёт от слаборазложившихся, в основном темно-коричневых гумитовых (гелинито-телинитовых) углей к высокоразложившимся светло-коричневым гумито-липоидолитовым (лейптинито-гелинито-коллинитовым), достигая максимума в предельно остудневших разностях последних. Следует заметить, что подвижные и относительно подвижные обстановки торфонакопления могут быть связаны и с отдельными участками древних платформ при активизации орогенных процессов. Наглядным примером может служить Грачевское месторождение в Калининградской обл. Последнее приурочено к выступу кристаллического фундамента с развитием разрывных тектонических нарушений. По этим зонам в период после образования угольной залежи, как установлено разведочными работами, произошли мелкоамплитудные блоковые подвижки. Здесь накапливалась маломощная, фациально изменчивая толща с невыдержанными, часто выклинивающимися залежами высокзолного ($A^c 26-31\%$), слаборазложившегося бурого (Б1) угля, характеризующегося низкой ($B^c_{cp} 3,5\%$) битуминозностью.

Наблюдаемое в региональном плане снижение содержания битумоидов в углях месторождений складчатых структур по сравнению с платформенными областями обусловлено не только более слабой степенью разложения и первичного превращения исходного вещества, но и более глубоким его последующим преобразованием при углефикации, в зависимости от проявления регионального метаморфизма, что хорошо согласуется с известными положениями в работах Тимофеева П. П., Боголюбовой Л. И. [23] и Погребнова Н. И. [15]. Среди углей группы Б1 изученных месторождений Приморья мы не обнаруживаем типичных, эталонных для Днепровского бассейна мягких землистых разностей. Угли эти более плотные, менее влажные ($W^p < 50\%$), по-видимому, более химически зрелые (переходные к Б2). Это хорошо коррелируется с известной закономерностью — возрастанием степени углефикации одновозрастных углей с «омоложением» активности тектонической деятельности, т. е. с переходом от древних и эпипалеозойских платформ к складчатым структурам мезозой и альпид. В угленосных осадках кайнозоя последних наряду с углями Б1 развиты более углефицированные угли, от Б2—Б3 до каменных.

Стратиграфическая приуроченность месторождений воскодержащих бурых углей. Воскодержащие бурые угли с высоким выходом битумоидов встречаются, с учетом их тектонической приуроченности, во всех стратиграфических уровнях угленосного кайнозоя (в основном эоцен, олигоцен, нижний миоцен). Однако соотношение восков и смол в их битумоидах претерпевает значительные колебания (см. табл. 2).

Наиболее восконосные (75—85% воска) бурые угли в пределах развития субтропической зоны эоцена известны лишь в Днепровском бассейне и представляют наибольший интерес для получения высокосортных, низкосмолистых битумоидов. Такие угли широко развиты в Западной

Европе, за пределами СССР. Бурые угли эоцена на востоке СССР более углефицированные ($\geq B2-B3$) и отвечают бореальной климатиче-



Фиг. 2. Геологический разрез (а) и характеристика битуминозности углей (б) Хабаровского месторождения Южно-Уральского бассейна

1 — растительный слой и суглинки; 2 — глины; 3 — песчаные глины; 4 — пески; 5 — бурые угли; 6 — глинистые угли; 7 — обуглившиеся растительные остатки; 8 — границы свит; угли с содержанием битуменов (Б%, %): 9 — <5; 10 — 5—7; 11 — 7—8; 12 — 8—10; 13 — 10—12; 14 — 12—14; 15 — >14. В числителе — средневзвешенное содержание битумоида (Б%, %) по пласту II¹, в знаменателе — по пласту II²

ской зоне [8]. Олигоценое угленакопление достигло значительных размеров в Днепровско-Донецкой впадине, в Жиланшикском, Южно-Уральском (нижняя залежь) бассейнах и на Обь-Иртышской площади, а также в Приморье, но угли с установленным повышенным содержанием битумоидов известны лишь на Новодмитровском, Тюльганском и Павловском (Восточный участок) месторождениях. К осадкам миоцена приурочено большинство месторождений с установленной повышенной (Южно-Уральского и Нижнезейского бассейнов) и слабой (Ильинское, Грачевское), а также предполагаемой повышенной (Нижнеалданский район Ленского бассейна) битуминозностью.

Смена состава сообществ-углеобразователей, связанная с похолоданием и дифференциацией климата, начиная с олигоцена, нашла отражение в составе битумоидов углей. А именно от эоцена к среднему миоцену, а также в направлении от площади развития субтропической зоны эоцена наблюдается четкое снижение содержания воска в битумоидах, %: от 85—75 (эоценовых) и 75—55 (олигоценовых) до 60—30 (миоценовых) углей. При этом для разновозрастных, например олигоценовых углей, с удалением от площади развития субтропической зоны эоцена получены следующие значения содержания воска в битумоидах: 75—65% (Новодмитровское месторождение), ~60% (Тюльганское месторождение), 55, иногда до 45% (месторождения Приморья).

Особенности распределения повышенных концентраций битумоидов в пределах месторождений. Для выяснения характера распределения повышенных концентраций битумоидов углей в пределах месторождений были сопоставлены разрезы угольных залежей по пластопересечениям и построены геологические профили с характеристикой битуминозности. Установлено, что в разрезах угольных залежей наблюдается циклическое чередование прослоев средне- и высокобитуминозных (B^c от 8 до 20%) более светлых углей, преимущественно лейптинито-гелинито-коллинитовых и гелинито-коллинитовых с низкобитуминозными ($B^c < 5—7\%$), главным образом темно-коричневыми гелинито-телинитовыми углями, либо лигнитами. Обогащенные битумоидами угли развиты в виде линз или маломощных прослоев ($< 1,0$ м), нередко значительной протяженности, и приуроченных к различным частям угольной залежи. На отдельных месторождениях (Хабаровское, Ворошиловское и др.) такие прослои высокобитуминозных углей слагают сплошь 5—10, иногда более чем 20-метровые пачки пластов (фиг. 2). Промышленная битуминозность развита в основном на участках более устойчивого режима угленакопления, в более мощных пластах по сравнению с маломощными и заметно падает в зонах расщепления, в прикровельной и припочвенной их частях. В таких зонах распространены в основном более темные, слабаразложившиеся грубоаттрированные, либо плотные глинистые высокозольные угли.

Средневзвешенные содержания битумоидов по площади месторождений (по пластопересечениям) изменяются от 3 до 13%, в прослоях по литолого-петрографическим разностям по мощности пластов — от 1 до 21% (см. табл. 2).

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Установлена зависимость битуминозности (и восконосности) углей от первичных геолого-генетических факторов (исходного вещества, обводненности и химического характера среды торфяника), а также последующих процессов углефикации, что позволило наиболее удовлетворительно раскрыть генезис воскодержащих бурых углей и определить закономерности их распространения.

2. Источником воска в битумоидах углей являются липоидные компоненты покрытосеменных растений, массовое развитие которых установлено в кайнозое, в процессе их избирательного остаточного накопления при торфообразовании. Основными восконосителями являются как сами

липоидные компоненты (кроме смол), так и тесно связанные с ними ткани (листьевые, стеблевые, пробковые).

3. Благоприятными фациальными условиями формирования воско-содержащих углей являются: а) интенсивное разложение лигнино-целлюлозных тканей, обусловленное в верховом торфянике хорошей аэрацией и дренируемостью, высоким содержанием кислорода в циркулирующих водах, в низинном — проточностью вод и активной жизнедеятельностью анаэробных бактерий; благоприятным фактором является относительное постоянство условий до и после торфонакопления, связанное с более медленным опусканием болота и более длительным захоронением торфогенного слоя; б) развитие процессов элювиации (липтизации), интенсивность которых усугубляется в верховом торфянике — высокой миграционной способностью органических продуктов разложения, в низинном — наличием проточности вод и высокой диспергированностью коллоидной системы; в) пышное развитие восконосителей — покрытосеменных растений главным образом образом жаркого климата.

На накопление битумоидов в целом как остаточного продукта наибольшее влияние оказывают условия разложения и первичного превращения исходного вещества, а на соотношение в битумоидах углей восков и смол — исходные растения в зависимости от класса, типа и морфоструктуры.

4. Последующие процессы углефикации приводят к снижению содержания воска в битумоидах углей с потерей их полезных свойств.

5. Региональное распространение воскодержащих углей контролируется структурной, стратиграфической приуроченностью месторождений и степенью углефикации углей. Промышленный интерес для получения монтан-воска связан с месторождениями бурых углей группы Б1, приуроченных к отложениям кайнозоя и сформированными в структурах древних и эпипалеозойских платформ. Последние характеризуются наиболее высокой ($B^e \geq 6-7\%$) средней битуминозностью. В соответствии с палеоклиматической и флористической зональностью к более молодым осадкам кайнозоя и с удалением от площади развития субтропической зоны эоцена наблюдается обеднение битумоидов углей воском (от 85—75 до 60—30%).

6. Определены основные промышленные перспективы на воскодержащие угли в СССР. Наряду с неизученными на воск площадями в Днепро-Донецкой впадине, Днепровском, Южно-Уральском и Нижнезейском бассейнах повышенную битуминозность следует ожидать на Обь-Иртышской площади (южное обрамление, Бакчарская и Кенгская залежи в Приобье), Жиланшикском (район месторождений Жаркуе, Кайдаул) и Ленском (Нижнеалданский район) бассейнах. Поиски обогащенных воском бурых углей должны ограничиваться осадками эоцена Днепровского бассейна. Районы послезоценового угленакопления, главным образом, в пределах площади развития субтропической зоны эоцена — месторождения Днепровско-Донецкой впадины, Белоруссии, Жиланшикский бассейн, а также Обь-Иртышская площадь, нижняя залежь Южно-Уральского бассейна (локально осадки нижнего миоцена Южно-Уральского и Нижнезейского бассейнов) могут представлять интерес для поисков средне- и отчасти высокосмолистых (70—55% воска) углей. В осадках нижнего и особенно среднего миоцена месторождений северной части Европы, Урала, Северо-Востока СССР содержание воска в битумоидах углей составит $\leq 40-50\%$. Очевидна возможность выявления воскодержащих углей (Б1) среди верхнемеловых осадков.

Литература

1. Боголюбова Л. И. Особенности вещественно-петрографического состава «темно-коричневых» и «светло-коричневых» мягких бурых углей // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 5. С. 68—78.
2. Вальц И. Э. Петрографические признаки торфов и бурых углей // Метаморфизм углей и эпигенез вмещающих пород. М.: Недра, 1975. С. 17—28.
3. Давиташвили Л. Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М.: Наука, 1971. 292 с.

4. Жарова М. Н., Покровская Л. С., Лукичева В. П. и др. Угли Хабаровского месторождения как сырье для извлечения восков и смол//Химия твердого топлива. 1979. № 4. С. 97—101.
5. Кирюков В. В. Петрографические типы углей Бабаевского и других месторождений Южно-Уральского бурогоугольного бассейна//Зап. ЛГИ. Т. XXXIII. Вып. 2. 1958. С. 77—101.
6. Кирюков В. В. Условия образования слабоуглефицированных бурых углей Южно-Уральского бассейна//Генезис твердых горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 143—159.
7. Крапивенцева В. В., Варнавский В. Г., Китаев И. В., Китаева Н. И. Петрография и условия образования углей Дальнего Востока//Тр. 8-го Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. 1979. Т. 4. С. 140—145.
8. Криштофович А. Н. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода//Вопросы геологии Азии. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 825—844.
9. Кулачкова А. Ф., Сапрыкин Ф. Я., Скобеева Е. И. Химический состав ископаемых торфов и зависимость его от условий формирования//Химия твердого топлива. 1972. № 2. С. 63—69.
10. Михелис А. А., Дроздова И. Н. Петрографические особенности бурых углей с промышленным выходом монтан-воска//Геол. журн. 1979. Т. 39. № 2. С. 28—37.
11. Наумова Г. В., Сорокина Н. Ф., Татаринская З. В. и др. О битуминозности неогеновых бурых углей отдельных месторождений Белоруссии//Химия твердого топлива. 1979. № 6. С. 114—117.
12. Нестеренко П. Г., Алексеев А. М., Агулов А. П. и др. Закономерности угленакопления на территории Днепровского бурогоугольного района. М.: Госгортехиздат, 1963. 211 с.
13. Пичугин А. В. Водно-минеральное питание торфяных месторождений//Химия и генезис горючих ископаемых (Тр. I Всесоюз. совещ.). М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 291—301.
14. Поволоцкая В. П. Исследование битуминозности торфа и свойств торфяных битумов: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Калинин: Политехн. ин-т, 1973. 25 с.
15. Погребнов Н. И. Размещение угленосных формаций в современных структурах земной коры на территории СССР//Сов. геология. 1972. № 7. С. 3—18.
16. Раковский В. Е. Биогеохимические основы генезиса топлив//Изв. АН БССР. 1954. № 6. С. 37—54.
17. Раковский В. Е., Пигулевская Л. В. Химия и генезис торфа. М.: Недра, 1978. 231 с.
18. Ржаникова Л. Н. Петрография углей и споро-пыльцевой состав третичной континентальной толщи Жиланчикского бассейна//Тр. ИГН им. К. С. Сатпаева АН КазССР. Сер. геол. 1956. Вып. 1. № 1. С. 5—143.
19. Русчев Д. Д. Химия твердого топлива. Л.: Химия, 1976. 154 с.
20. Серова Н. Б. Особенности геологических условий формирования и методика оценки месторождений воскодержущих бурых углей: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. М.: МГРИ, 1980. 21 с.
21. Сорокин А. П., Большихианов В. С., Сорокина А. Т. Условия формирования олигоцен-миоценовых отложений и закономерности размещения участков с промышленной угленосностью в центральной части Амуро-Зейского междуречья//Вулканогенно-осадочные образования юга Дальнего Востока. Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1978. С. 70—78.
22. Таусон В. О. Наследство микробов. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 147 с.
23. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР//Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965. С. 21—44.
24. Третичные угленосные отложения центральных и южных районов Башкирии//Тр. Геол. ин-та Казан. фил. АН СССР. 1956. Вып. 3. 140 с.
25. Труфанов Г. В., Вакуленко А. С. Эоценовые угленосные отложения на Новосибирских островах//Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 135—137.
26. Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 487 с.
27. Штах Э., Маковски М.-Т., Тейхмюллер М. и др. Петрология углей М.: Мир, 1978. 554 с.
28. Brooks J. D. The use of coals as indicators of the occurrence of oil and gas//Austral. Petrol. Explor. 1970. Ass. J. 10. P. 35—50.
29. Brooks J. D., Smith J. W. The diagenesis of plant lipids during the formation of coal, petroleum and natural gas. I. Changes in the n-paraffin hydrocarbons//Geochim. et cosmochim. acta. 1967. V. 31. P. 2389—2397.
30. Mincev D. Handbuch der Kohlenpetrologie. Sofia, 1966. 243 p.

Институт литосферы АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
30.IX.1983

УДК 552.53(470.6)

ВЕРХНЕЮРСКИЕ ЭВАПОРИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И БЛОКОВАЯ ТЕКТНИКА НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

БАЙКОВ А. А., СЕДЛЕЦКИЙ В. И., СЕМЕНОВ Г. А.

Показана зависимость строения верхнеюрской эвапоритовой толщи Предкавказского галогенного бассейна от тектонических особенностей региона. Сложный блоковый характер крупных тектонических структур обусловил мозаичную изменчивость разрезов толщи, поэтому они существенно отличаются в пределах различных блоков и разделяющих блоки зонах нарушений. Движения блоков повлияли также на сохранность верхнеюрских пород от предмелового размыва.

При отложении хемогенных осадков одним из важнейших факторов, определяющих строение разреза, набор пород, распределение мощности эвапоритовых формаций, является тектонический. Это связано с резким преобладанием в эвапоритовых бассейнах гидрогенного (выпадение сверху) осадконакопления, начинающегося еще практически на карбонатной стадии и имеющего экстремальный характер. Поэтому независимо от глубины солеродного бассейна создающиеся в нем геологические тела запечатлевают формы рельефа дна бассейна, которые, как правило, определяются его тектонической структурой. Готовые, консервативные положительные формы, в частности приподнятые блоки субстрата, которые могут представлять собой плосковершинные или наклоненные обычно к пелагиали подводные возвышенности, будут облекаться осадками. Конседиментационные положительные и отрицательные структуры, в том числе зоны крупных разломов, также находят выражение в особенностях литологических колонок и их мощности.

В позднеюрское время на юге европейской части СССР и в Средней Азии возникла обширная зона эвапоритообразования, охватывающая Предкавказский и Среднеазиатский галогенные бассейны. Она занимала наиболее опущенную, тектонически относительно подвижную область эпигерцинской Скифско-Туранской платформы, примыкающей к высоко-мобильным структурам Средиземноморско-Гималайского альпийского пояса.

Рассматриваемые нами верхнеюрские (киммеридж — титон) карбонатно-сульфатные и соляные отложения Предкавказского галогенного бассейна формировались в относительно узком перикратонном прогибе, возникшем в южной части Скифской плиты. Площадь распространения этих образований около 50 тыс. км². Собственно соляные отложения выполняют Восточно-Кубанскую и Терско-Кумскую впадины прогиба, разделенные Эльбрус-Ставропольским поднятием, которые вследствие достаточной обособленности следует выделять как суббассейны. К периферии прогиба и в области поднятия каменная соль сменяется сульфатными, карбонатно-сульфатными, карбонатными и терригенными породами, которые обнажаются широкой полосой вдоль северного склона Главного Кавказского хребта.

Основные закономерности эвапоритовой седиментации Предкавказского бассейна в последние годы охарактеризованы весьма обстоятельно [8, 9, 15, 16, 20]. Тем не менее такой важный аспект позднеюрского эвапоритообразования, как его связь с тектоническими особенностями региона, до сих пор разработан лишь в самых общих чертах. Практически специальных исследований по этому вопросу на Северном Кавказе выполнено не было, в отличие от других областей соленакопления СССР, например Юго-Западного Гиссара — наиболее изученной части области распространения соляных отложений гаурдакской свиты Среднеазиат-

ского галогенного бассейна, в пределах которого находятся крупные месторождения калийных солей. Для этой последней территории установлена унаследованная дифференциация ложа солеродного бассейна, обусловленная длительным блоковым характером ее развития [2, 4, 18].

В данной статье сделана попытка обобщить материалы исследований авторов и многочисленные, но разрозненные сведения об эвапоритовой толще мезозоя, преимущественно полосы обнажений и неглубокого залегания, в связи с особенностями тектонической структуры региона. Особое внимание уделяется антикавказским структурам — разрывным нарушениям и блокам, усложнявшим общее субкавказское простираание позднеюрского солеродного бассейна и пространственное распределение литолого-фациальных комплексов.

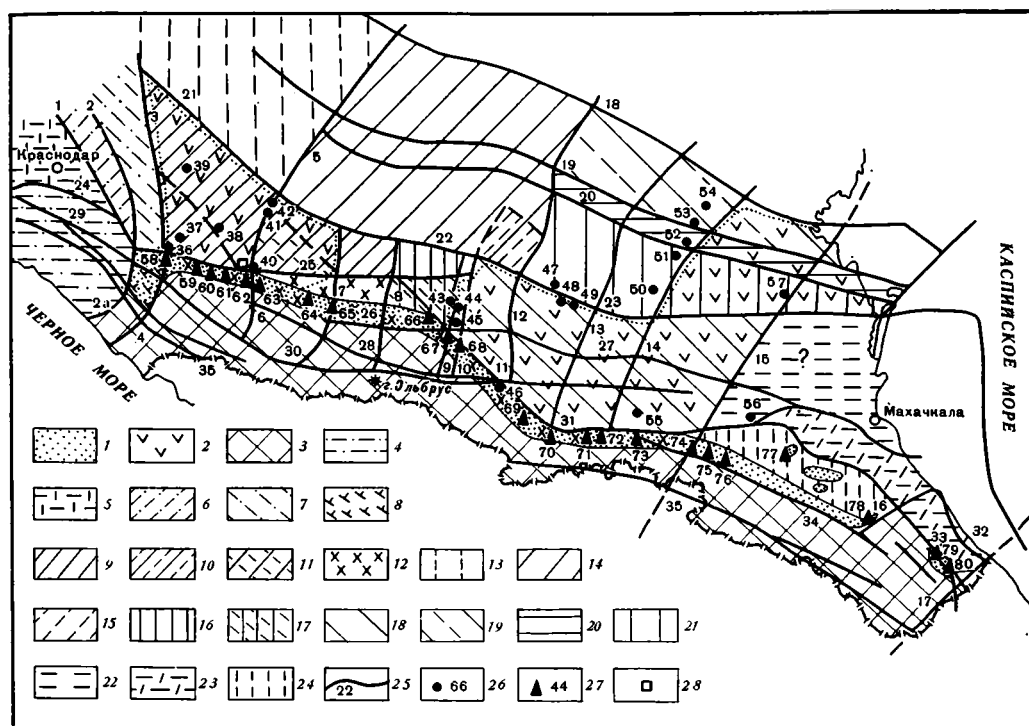
Границы основных структурных элементов Северного Кавказа и Предкавказья определяются, как правило, крупными ступенеобразующими разломами палеозойского фундамента. Они оказали влияние на ход седиментации не только в пермо-триасе, но и в позднеюрское время. Региональная картина позднеюрского эвапоритообразования в настоящее время может быть существенно детализирована в пределах некоторых районов южной прибортовой части бассейна, наиболее чуткой к тектоническим условиям осадконакопления и постседиментационным процессам. Здесь удастся выявить сложный блоковый характер крупных тектонических структур, в некоторых случаях установить их домезозойское заложение, длительность проявления в осадочном чехле, обусловившую мозаичную изменчивость разрезов по платерали. Если крупные блоковые структуры субширотной и субмеридиональной ориентировки определяли положение структурно-фациальных зон, то подчиненные им блоки определили строение разрезов и последующую сохранность верхнеюрских пород на относительно небольшой площади, вследствие чего они существенно отличаются в пределах различных блоков, а также разделяющих их зонах нарушений.

Ниже в общих чертах рассмотрены соотношения литолого-стратиграфических комплексов Предкавказского эвапоритового бассейна с главными структурными регионами, более детально — в его южной части.

ЗАПАДНО-ПРЕДКАВКАЗСКИЙ СУББАСЕЙН

Восточно-Кубанская впадина, имеющая северо-западную ориентировку, расположена под острым углом к складчатости Кавказа. На северо-востоке она граничит по Невинномысскому разлому со Ставропольским поднятием, на юге по субширотному черкесскому разлому — с Северо-Кавказским краевым массивом. Западной границей впадины, до широты г. Майкопа, с Западно-Кубанским прогибом является Лагонакская ступень Сочи-Белореченской поперечной зоны разломов, а затем область выклинивания верхнеюрских отложений вдоль Каневско-Березанского вала, сливающаяся с такой же зоной Ставропольского поднятия, которая образовалась вдоль Невинномысского разлома (фиг. 1). На юго-востоке впадина протягивается до Минераловодского выступа, относящегося к Эльбрус-Ставропольскому поперечному поднятию. В южной части впадины выделяются два крупных относительно приподнятых блока — Адыгейский и Спокойненский выступы. Общий контур Восточно-Кубанской впадины отчетливо вырисовывается с оксфорда как мелководный шельф [7]; он унаследован в киммеридж-титоне, причем вдоль Адыгейского и Черкесского разломов в оксфорде, киммеридже и титоне происходило интенсивное биогермообразование [5, 7]. Адыгейский выступ является относительно приподнятым блоком с резко сокращенной мощностью позднекембрийских — раннекиммериджских карбонатных отложений [13] (до 20 м, Тульская площадь).

В позднем киммеридже (?) — титоне Восточно-Кубанская впадина испытала устойчивое быстрое прогибание, а в ее пределах сформировались галогенная и более молодая пестроцветная толща большой мощности — кузнецовская и лабинская свиты, по В. Л. Сапуновой и А. М. Чер-



Фиг. 1. Распространение верхнеюрского эвапоритового комплекса Северного Кавказа относительно основных тектонических элементов региона (использованы тектонические схемы Т. Х. Дикенштейна, К. Н. Кравченко, М. В. Муратова, А. И. Леватина и др.) 1 — выходы верхнеюрских отложений на дневную поверхность; 2 — область развития сульфатов и каменной соли; 3 — область отсутствия верхнеюрских отложений; 4 — складчатость Северо-Западного Кавказа; 5 — Западно-Кубанский прогиб; 6 — Тимашевская ступень; 7 — Каневско-Березанский вал; 8 — Лагонакская ступень; 9 — Восточно-Кубанская впадина; 10 — Адыгейский выступ; 11 — Спокойненский выступ; 12 — Северо-Кавказская моноклиальная зона; 13 — Тихорецко-Кропоткинская впадина; 14 — Ставропольский свод; 15 — Чернолесская впадина; 16 — Минераловодский выступ; 17 — Малкинское поднятие; 18 — Терско-Кумская впадина; 19 — зона Манычских прогибов; 20 — Прикумская зона поднятия; 21 — Ногайская ступень; 22 — Сулакский прогиб; 23 — структурная зона Южного Дагестана; 24 — Дагестанский выступ; 25 — тектонические нарушения, субмеридиональные (1—17): 1 — Ново-Титаровский, 2 — Индоло-Тимашевский, 3 — Бейсугский, 4 — Курджипский, 5 — Западно-Ставропольский, 6 — Лабинский, 7 — Кубанский, 8 — Эльбрусский, 9 — Минераловодский, 10 — Чегемо-Лысогорский, 11 — Нальчикский, 12 — Георгиевско-Арзгирский, 13 — Ардоно-Зетеречный, 14 — Казбекско-Бажиганский, 15 — Аргуно-Каспийский, 16 — Гамриозенский, 17 — Самурский; субширотные (18—35): 18 — Северо-Манычский, 19 — Расшеватско-Прикумский, 20 — Ставропольско-Мектебский, 21 — Невинномысский, 22 — Нагутский, 23 — Кизлярский, 24 — Северный, 25 — Черкесский, 26 — Срединный, 27 — Терско-Сунженский, 29 — Лабино-Кубанский, 29 — Ахтырский, 30 — Пшекиш-Тырныаузский, 31 — Владикавказский, 32 — Дербентский, 33 — Восточно-Мугринский, 34 — Ушкортско-Чирахский, 35 — Жабеши-Ужбинский; 26 — разведочные площади (36—57): 36 — Абадзехская, 37 — Тульская, 38 — Ярославская, 39 — Кошехабльская, 40 — Шедокская, 41 — Лабинская, 42 — Чамлыкская, 43 — Лысогорская, 44 — Зольская, 45 — Баксанская, 46 — Церик-Гельская, 47 — Сухопаднская, 48 — Курская, 49 — Уваровская, 50 — Березкинская, 51 — Капиевская, 52 — Западный Бажиган, 53 — Леваневская, 54 — Русский хутор, 55 — Первомайский разведочный район, 56 — Беной, 57 — Тарумовская; 27 — реперные разрезы (58—80): 58 — р. Белая, 59 — р. Фарс, 60 — р. Губс, 61 — р. Ходзь, 62 — р. Малая Лаба, 63 — р. Большая Лаба, 64 — р. Большой Зеленчук, 65 — р. Кубань, 66 — р. Малка, 67 — р. Баксан, 68 — р. Чегем, 69 — р. Урух, 70 — р. Ардон, 71 — р. Гизельдон, 72 — р. Терек, 73 — р. Асса, 74 — р. Аргун, 75 — р. Шаро-Аргун, 76 — пос. Ботлих (р. Андийское Койсу), 77 — пос. Артлух (хр. Салатау), 78 — пос. Гапшима, 79 — р. Рубасчай, 80 — р. Чирахчай; 28 — Шедокское месторождение каменной соли

ненко, детально ими изученные. Галогенный суббассейн сообщался с открытым морем в районе Курджипского разлома, где сейчас известны баровые сооружения барьерных рифов большой мощности (горы Фишт, Оштен с абсолютными отметками более 3 тыс. м). Их формирование, начавшееся в оксфорде, продолжалось в течение всего времени галогенной седиментации, а мощность достигала 200—1500 м [19].

Кузнецовская свита разделяется на четыре пачки, соответствующие крупным ритмам формирования галогенной толщи. Пачка 1 (нижняя) галитовая (до 1100 м), в нижней переходной зоне сложена переслаивающимися ангидритами и известняками (до 120 м); пачка 2 в основном сульфатная (до 120 м); пачка 3 — сульфатно-галитовая (до 320 м); пачка 4 представлена ангидритами, глинами и каменной солью (до 120 м). Наиболее интенсивные опускания произошли по линии площадей Кошехабльская — Ярославская — Шедокская между Адыгейским и Спокойненским выступами. На Ярославской площади мощность свиты достигает 1800 м. В сторону позднеюрской суши галогенные породы сменяются сульфатным и карбонатным комплексами.

Адыгейский выступ сохраняет относительно приподнятое положение. Так, пачка 1 в пределах выступа отсутствует (Тульская, Абадзехская площади) или представлена только ангидритами мощностью всего до 50 м, развитыми на его северной и северо-восточной окраине. Общая мощность кузнецовской свиты колеблется от 300—400 и до полного срезания предлабинским размывом, который проявился, по-видимому, только на территории Адыгейского выступа.

Породы сульфатного комплекса широко развиты в южной части Восточно-Кубанской впадины и на северном склоне Северно-Кавказского краевого массива, где гипсы и ангидриты, перекрытые пестроцветными глинами, выходят на дневную поверхность. Максимальной мощности (~400 м) киммеридж-титонские отложения достигают в междуречье Большой и Малой Лабы. Отсюда на восток, в сторону Минераловодского выступа, их мощность быстро сокращается до 85—50 м. Восточнее р. Большой Зеленчук, в районе которой намечается поперечный разлом по стабильному погружению западного блока в ранней и средней юре [12], сульфатные породы отсутствуют, а вблизи Минераловодского выступа характерны только красноцветные терригенные и карбонатно-терригенные образования.

Своеобразны разрезы киммеридж-титона Лагонакской ступени, которая представляет собой узкий блок между Курджипским и Цицинским разломами субмеридиональной ориентировки [24], относящимися к Сочи-Белореченской зоне разломов. Развитый здесь терригенный комплекс пестроцветных глин и песчаников с пластами сульфатных и карбонатных пород в нижней части разреза общей мощностью до 300 м является переходным от сульфатных и терригенных образований Восточно-Кубанской впадины и Северно-Кавказского краевого массива к карбонатному флишу Западно-Кубанского прогиба. Следует отметить исключительную роль Сочи-Белореченского поперечного разлома как структуры, разделяющей резко различные области позднеюрской, меловой и палеогеновой седиментации. Начиная с келловей, мощность отложений которого западнее разлома в несколько раз больше, чем на Лагонакской ступени, и до позднего эоцена суммарная величина относительного погружения западного блока по сравнению с восточным блоком составляет около 6 км [12].

Пестроцветные аллювиально-озерные глины с прослоями песчаников лабинской свиты начинаются переходной пачкой (до 120 м), для которой характерны прослои ангидритов, линзы и гнезда каменной соли. Область максимального прогибания сохранила свое положение (площади Кошехабльская — Ярославская — Шедокская); мощность свиты здесь до 1200 м, на бортах впадины сокращается до полного выклинивания. В послекюрское время впадина прекратила существование [15]. Таким образом, при мощности осадочного чехла в осевой части впадины порядка 8 км эвапоритовые отложения кузнецовской свиты составляют более

20% его разреза, а вместе с пестроцветами лабинской свиты — около 35%.

Блоковость предкиммериджского субстрата отразилась в строении киммеридж-титонских разрезов междуречья Белой — Кубани, относящегося к моноклинально наклоненному в сторону Восточно-Кубанской впадины северному краю Северо-Кавказского краевого массива. Моноклиналь осложнена хорошо выраженным в нижне-среднеюрских отложениях Черкесским разломом субширотной ориентировки, который на большом протяжении разделяет краевой массив и Восточно-Кубанскую впадину, а также поперечными нарушениями. Последние трассируются долинами рек Большой и Малой Лабы, Ходзь, Большого Зеленчука и др. Они расчленяют моноклиналь на узкие блоки, слабо выраженные на уровне современного эрозионного среза киммеридж-титонских и нижнемеловых образований, но повлиявшие на ход седиментации этого времени.

Разрез киммеридж-титона по рекам Большой Лабе, Ходзь, Губсу имеет двучленное строение. Нижняя часть представлена толщей гипсов с прослоями известняков и глин (до 250 м), верхняя — красноцветными гипсоносными глинами, глинистыми известняками, песчаниками (100—160 м). Как уже отмечалось, восточнее Большого Зеленчука сульфаты полностью исчезают, мощность разреза сокращается до 85 м и менее. Но здесь выше пестроцветов появляются глинистые известняки (до 20 м) матламской свиты (также относящиеся к титонскому ярусу), которая широко развита в Терско-Кумской впадине и на ее южном обрамлении [13].

Примерно от р. Малой Лабы до р. Губс в кузнецовской свите появляется установленная бурением каменная соль. Она образует пять пачек общей мощностью до 270 м, быстро выклинивающихся на протяжении 4 км в южном направлении (профиль скв. 2-бис II Шедокского месторождения каменной соли). Таким образом, здесь намечается область наибольшего относительного опускания блоков субстрата в пределах южного обрамления Восточно-Кубанской впадины. По-видимому, южная граница распространения соляных пород контролировалась Черкесским разломом. Так, по р. Губс в скв. 25 севернее этого разлома каменная соль выделена, к югу от него, примерно в 6 км от скважины, каменная соль отсутствует, разрез киммеридж-титона резко сокращается.

В северо-восточном борту Восточно-Кубанской впадины на ход позднеюрской седиментации существенно повлиял крупный ступенеобразующий по среднеюрским отложениям разлом северо-западной ориентировки, установленный бурением на Чамлыкской и Лабинской площадях [15]. Этот разлом является северо-восточной границей распространения каменной соли. На приподнятом блоке кузнецовская свита представлена только сульфатными, терригенно-сульфатными и карбонатными породами с резко сокращенной мощностью отложений по сравнению с опущенным блоком.

МИНЕРАЛОВОДСКИЙ ВЫСТУП

В пределах Эльбрус-Ставропольского поперечного поднятия верхнеюрские отложения известны на Минераловодском выступе — крупном, относительно приподнятом блоке, ограниченном зонами разломов. От Ставропольского поднятия он отделяется Нагутским разломом северо-западной ориентировки, который переходит в Кизлярский разлом, являющийся северным ограничением Терско-Кумской впадины (см. фиг. 1).

На большей части Минераловодского выступа киммеридж-титонские отложения отсутствуют или представлены красноцветными песчано-глинистыми породами с конгломератом в основании мезмайской свиты мощностью около 100 м, залегающими на образованиях палеозоя, триаса, а в краевых его зонах — на отложениях нижней и средней юры резко сокращенной мощности. Грубообломочные красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты титонского возраста мощностью до 500 м характерны также для располагающейся к северо-востоку от Минераловодско-

го выступа Чернолесской впадины, которая, как и блок, ограничена разломами и открывается на юго-востоке в Терско-Кумскую впадину.

В южной части Минераловодского выступа, рассматриваемой обычно как Малкинское поднятие, и далее вдоль Скалистого хребта, сложенного верхнеюрскими породами, в естественных выходах на территории Кабардино-Балкарии и Северной Осетии преобладают терригенно-карбонатные и карбонатные породы, мощность которых увеличивается в юго-восточном направлении. Строение разрезов междуречья Малки — Черка Балкарского, относящегося к Северо-Кавказскому краевому массиву, будет рассмотрено несколько ниже. На восточном погружении выступа (Зольская, Лысогорская площади) в Терско-Кумскую впадину киммеридж-титонские отложения представлены терригенными породами, сульфатами и каменной солью. По В. С. Косареву [11], в нижней части разреза залегают красноцветные конгломераты, песчаники и глины, иногда эта толща начинается корой выветривания образований палеозойского фундамента. Выше следует ангидриты с прослоями доломитов (до 400 м), а затем каменная соль с прослоями ангидритов и доломитов (до 350 м).

ВОСТОЧНО-ПРЕДКАВКАЗСКИЙ СУББАСЕЙН

Терско-Кумская впадина и ее обрамление. Терско-Кумская впадина представляет собой грабенообразную структуру с глубоким залеганием поверхности фундамента, границы которой определяются в основном глубинными разломами. Разломы осложняют также ее внутреннее строение. Южная, юго-западная и западная границы впадины с горно-складчатой областью Большого Кавказа и Северо-Кавказским краевым массивом, включая Минераловодский выступ, проходит по Ушкортско-Чирахскому, Владикавказскому и Нальчикскому разломам; северная с Ногайской ступенью Скифской платформы — по Нагутско-Кизлярскому разлому (см. фиг. 1). Восточная граница впадины неясна. По-видимому, ее надо ограничивать Аргуно-Каспийским поперечным разломом, вдоль которого происходит резкое ступенеобразное сокращение мощности киммеридж-титонских отложений от 800 до 200 м. К востоку от разлома на платформенном блоке предполагаемая мощность этих отложений оценивается в 200—300 м [10, 16], в пределах Дагестанского выступа Большого Кавказа, характеризующегося сложными структурными условиями седиментации и последующей сохранности эвапоритовой толщи, — от 0 до 500 м. Накопление эвапоритов связано с интенсивными опусканиями крупных блоков впадины и сопредельных структур, разобщенных зонами разломов субширотной и антикавказской ориентировки.

Карбонатно-сульфатные отложения киммеридж-титона отлагались также по периферии смежных с Терско-Кумской впадиной структур платформы и складчатой области. В полосе выходов верхнеюрских отложений — это платформенный Северо-Кавказский краевой массив, Дагестанский выступ складчатой области и юго-восточное погружение Кавказа, рассмотренные отдельно, на севере — Ногайская ступень и Прикумская зона поднятий.

В естественных выходах южного обрамления впадины киммеридж-титонские отложения выделяются в объеме балтинской и мезмайской свит или балтинского горизонта («солевая» юра, киммеридж — нижний или средний титон), и матламской свиты, матламского горизонта («надсолевая» юра, средний — верхний или верхний титон). Эвапоритовые образования «солевой» юры, сформировавшиеся в галогенном бассейне Терско-Кумской впадины и Дагестанского выступа, относятся к гандалбосской свите [13, 16 и др.]. Подсолевые отложения представлены карбонатным комплексом келловей-оксфорд-киммериджа. Границы между свитами «солевой» юры, сменяющими друг друга по простирацию, весьма условны, как и объемы этих свит в понимании различных исследователей, возрастные границы также, по-видимому, скользящие. В общем для мезмайской свиты характерны наряду с карбонатами красноцвет-

ные терригенные образования, балтинская и матламская свиты преимущественно карбонатные.

В полосе обнажений и неглубокого залегания под толщей более молодых пород строение разрезов и мощности «солевой» юры определяются системой субкавказских и антикавказских разломов. На участке между Урухским и Асским поперечными разломами, в зоне конседиментационно развивающегося Владикавказского разлома, в раннебалтинское время сформировался рифогенный массив, сложенный вторичными доломитами мощностью более 700 м. Выше следуют массивные (до 360 м) доломиты, затем органогенно-обломочные, оолитовые, водорослевые известняки (до 320 м), наиболее широко распространенные в междуречье Ардон — Терек [16]. Общая мощность комплекса морских карбонатных отложений составляет по р. Терек 912 м, р. Гизельдон — 1040 м, р. Урух — 950 м [9]. Восточно-Предкавказский суббассейн соединялся здесь с открытым морем [19].

Восточное рассматриваемой зоны располагается Аргунское поднятие, ограниченное Асским и Аргуно-Каспийским разломами северо-восточной ориентировки. По отношениям нижней — средней юры здесь выделяются шесть поперечных локальных поднятий, сопровождаемых разрывами в их сводовой части [14]. Киммеридж-титонские отложения представлены известняками, доломитами, гипсами, грубообломочными брекчиями известняков и доломитами сокращенной по сравнению с западной зоной мощности, характерными также для Дагестанского выступа.

На территории Ногайской ступени киммеридж-титонские отложения широко развиты в ее восточной части, западнее Орта-Тюбинской складки они образуют узкую полосу вдоль южного склона ступени, примыкающего к Нагутско-Кизлярскому разлому. На остальной части Ногайской ступени эти отложения отсутствуют. Вероятно, она представляла собой сушу, по периферии которой в поздней юре накапливались терригенные и терригенно-карбонатные породы. Последние характерны для Прикумской зоны поднятий, причем мощность их здесь не превышает 10 м [10], т. е. эта зона являлась более приподнятой по сравнению с Ногайской ступенью. Область развития верхнеюрских отложений ограничивается, очевидно, субмеридиональным разломом, намеченным по линии складок Русский хутор — Западный Бижиган — Капиевская — Леваневская. В этом районе среди прибрежно-мелководных отложений позднего келловоя — раннего киммериджа выявлена зона биогермообразования [5]. В пределах Ногайской ступени развиты главным образом пересматривающиеся известняки, доломиты и ангидриты с прослоями терригенных пород. Максимальная установленная их мощность на Тарумовской площади составляет 147 м, причем в разрезе преобладают ангидриты, содержащие прослои доломитов, известняков и песчаников. На север и запад от этой площади мощность рассматриваемых отложений постепенно сокращается при одновременном выклинивании пачек ангидритов.

На территории Терско-кумской впадины эвапоритовая толща залегает на глубинах более 3000 м и остается слабоизученной. Здесь развиты преимущественно сульфатно-галогенные породы, причем значительная часть разреза представлена каменной солью. Характеристика этих отложений приводится в статьях В. И. Деревягина, В. И. Седлецкого [9], А. С. Сахарова, Е. В. Лозгачевой [16] и других исследователей. Обращая внимание на тектонический аспект позднеюрской седиментации, следует прежде всего отметить резкую поперечную асимметричность галогенного бассейна. Максимальные опускания произошли вдоль южного края платформы, между Терек-Сунженским и Владикавказским разломами, где мощность эвапоритовых отложений оценивается от 1400 [16] до 1900 м [11]. В южном направлении мощность разрезов уменьшается в несколько раз быстрее, чем в северном. Переход от сульфатно-соляных отложений к нормально-морским карбонатным породам происходит на расстоянии всего 5—10 км (например, р. Асса — скв. 14 Первомайского разведочного района, Баксанская площадь и т. д.). Терригенные породы практически отсутствуют. В северном направлении мощность отложений

уменьшается постепенно. Каменная соль выклинивается несколько севернее Нагутско-Кизлярского разлома, в зоне которого она известна (площади Курская, Уваровская и др.), а севернее (площади Сухопадская, Березкинская) отсутствует [9]. В сторону позднеюрской суши разрезы быстро насыщаются терригенным материалом.

Как уже отмечалось, резкое уменьшение мощности киммеридж-титонских отложений происходит на восточном замыкании прогиба, вдоль Аргун-Каспийского поперечного разлома, восточнее которого каменная соль выклинивается при одновременном сокращении разрезов до 300 м (площадь Беная) и менее [23].

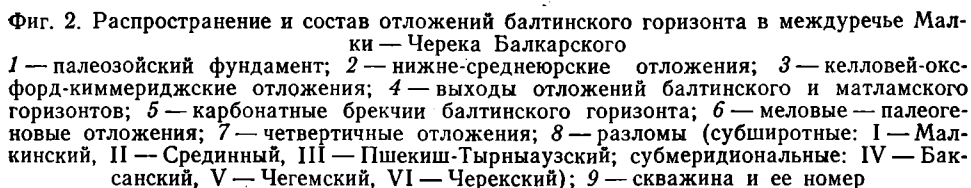
Надсолевые юрские отложения матламской свиты в обнажениях представлены главным образом известняками и доломитами мощностью от 60 (р. Малка) до 400 м (р. Терек). Выделение свиты в Терско-Кумской впадине дискуссионно из-за широкого развития сульфатов по всему разрезу киммеридж-титона. Важнейшие особенности надсоленосной толщи Восточного Предкавказья изучены в последние годы А. С. Сахаровым и Е. В. Лозгачевой [16]. Мощность этих отложений здесь до 200 м.

Более детально палео- и современная блоковая структура и характер строения разрезов киммеридж-титона рассмотрены нами в пределах полосы выхода и неглубокого залегания этих отложений на территории между реками Малка и Черек Балкарский. Северо-западная часть этой территории относится к Минераловодскому выступу, в пределах которого поверхность фундамента залегает относительно неглубоко, а к юго-востоку от Малкинского разлома происходит его ступенчатое погружение (особенно значительное по Чегемскому разлому) под толщу терригенных отложений нижней — средней юры Лабинско-Малкинской зоны и несогласно залегающие на них различные по составу породы верхней юры, мела и палеогена Северо-Кавказской моноклинали.

В современной структуре здесь выделяются складчатый фундамент, промежуточная серия и мезозойско-кайнозойский чехол. Промежуточная серия имеет локальное распространение и представлена конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами триаса, установленными бурением (данные В. Н. Анкудинова и др.) в долине рек Малки (скв. 97, 94, 79, 78, 98) и Кич-Малки (скв. 95). Они выполняют узкие грабены в фундаменте. В Малкинском грабене отложения промежуточной серии залегают на серпентинитах фундамента и несогласно перекрыты терригенно-карбонатными породами желловя. Мощность серии быстро возрастает (от 0 до 290 м) с запада на восток. На остальной части между-речья отложения промежуточной серии неизвестны.

Лабино-Малкинская зона распадается на ряд блоков, разобщенных разломами северо-восточной (антикавказской) и субширотной ориентировки — Малкинским, Баксанским, Чегемским, Безенгийским, Черекским, Срединным (Тызыльским), Пшекиш-Тырныаузским [22]. С антикавказскими и некоторыми субширотными разломами совпадают долины основных рек (фиг. 2). Положением блоков относительно друг друга определены строение разрезов нижней — средней юры, их мощность, степень сохранности от предверхнеюрского размыва. Наиболее приподнятым являлся Северо-Малкинский блок, в пределах которого ниже-среднеюрские отложения полностью отсутствуют. Разрывные нарушения имеют преимущественно сбросовый характер и, как правило, не пересекают верхнеюрскую толщу. По данным буровых работ амплитуда нарушений колеблется от десятков до сотен метров. В сульфатно-карбонатной толще верхней юры — нижнего мела Северо-Кавказской моноклинали эти разломы фиксируются как зоны повышенной трещиноватости, резкого усложнения структурного рисунка, флексурообразные перегибы, антиклинальные осложнения, системы сбросов и т. д. Подобные соотношения характерны для территории всего Северного Кавказа.

Северо-Кавказская моноклинали представляет собой систему блоков простого геологического строения, разобщенных зонами разломов, все менее выраженных от кровли фундамента к поверхности осадочного чехла, т. е. на уровне различных тектонических элементов ее вертикального



разреза. Наименее четко блоковость структуры наблюдается на современном эрозионном срезе моноклинали, если под блоковым строением понимать гипсометрические аномалии каких-либо стратиграфических горизонтов сопряженных площадей, объясняемые характером их подвижек относительно друг друга. Следствием блокового строения здесь являются особенности распространения отдельных толщ и горизонтов осадочного чехла.

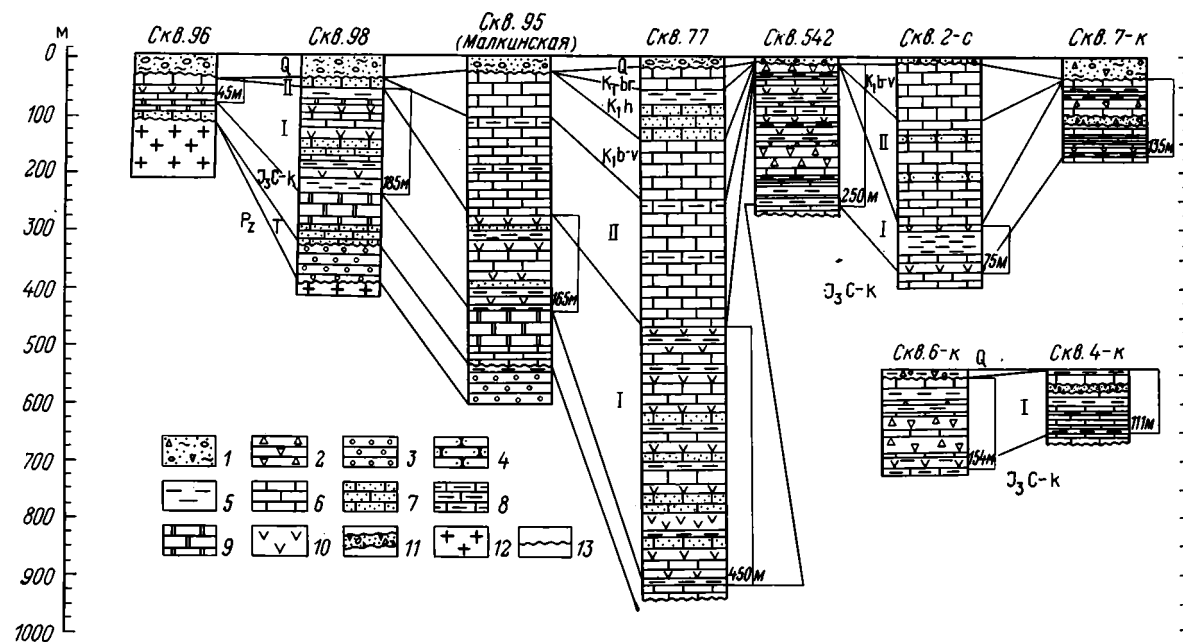
Таким образом, блоковый характер строения территории является основой ее региональной и локальной структуры в мезозое и кайнозое и более раннего времени, причем блоки испытывали на протяжении этого времени контрастные подвижки относительно друг друга. Поскольку строение, состав и мощность верхнеюрских — валанжинских отложений явно указывают на подчиненность этих параметров блоковому строению моноклинали, следует полагать, что разломы и блоки доверхнеюрского субстрата являются структурами, которые имеют признаки конседиментационного развития в поздней юре — раннем мелу [22].

В пределах Северо-Кавказской моноклинали к балтинскому горизонту относится фациально сложная толща, представленная известняками, доломитами, гипсами и ангидритами, известняковыми брекчиями, красноцветными глинами и алевролитами, известная также под названием «пестроцветная». Матламский горизонт, выделявшийся ранее в качестве карбонатной толщи титонского яруса, представлен разнообразными известняками и доломитами.

Прежде чем перейти к подробной характеристике особенностей строения и распределения мощностей балтинского горизонта, необходимо остановиться на некоторых специфических обстоятельствах его изучения. Имеющиеся описания разрезов составлены только по долинам основных рек, пересекающих моноклинали вкрест ее простираения, причем многие интервалы пропущены из-за плохой обнаженности. Полные пересечения горизонта единичными буровыми скважинами вблизи его выходов на дневную поверхность были получены до недавнего времени также в этих долинах (Баксан, Чегем, Черек Балкарский). В пределах междуречий, где отложения балтинского горизонта обнаружены плохо, строение разрезов во многом остается по-прежнему неясным. В последние годы новый фактический материал о балтинском горизонте получен при бурении скважин в долине р. Малки и в междуречье Малка — Тызыл в связи с разведкой минеральных вод и поиска самородной серы.

Разрезы балтинского горизонта по их строению, наличию гипсов и ангидритов, мощности, описанные в естественных выходах и пересеченные скважинами в долинах рек, резко отличаются от одновозрастных образований, которые слагают относительно труднодоступные междуречья. Прежде всего здесь известны выходы сульфатных пород, которые имеют небольшую мощность и задернованы или полностью отсутствуют. Эти различия, несмотря на всю их очевидность, ускользали от внимания исследователей и не находили объяснения. Авторы считают, что причиной их является структурное положение разрезов, которые характеризуют зоны разломов, по которым заложены долины рек, и разделяемые разломами блоки, геоморфологически отвечающие междуречьям.

В зонах разломов балтинский горизонт имеет (в общих чертах) следующую строение. По р. Малке, в Малкинском гребне, на глинистых известняках (45 м) залегают переслаивающиеся светло-серые известняки, доломиты и красно-бурые глины (около 15 м). Выше наблюдаются карбонатные брекчии (32 м), затем красноцветные глины (около 26 м) и линзовидный пласт белых сахаровидных гипсов (до 10 м), резко выклинивающийся в обнажениях по восстанию пород и к бортам грабена. Общая мощность отложений балтинского горизонта более 80 м. Количество и мощность сульфатных пород в грабене резко увеличивается с запада на восток на расстоянии 7—8 км от 5—10 до 20—30 м (фиг. 3), соответственно возрастает суммарная мощность сульфатов (до 170 м) и общая мощность балтинского горизонта (до 450 м).



Фиг. 3. Строение балтинского (I) и матламского (II) горизонтов Малкинского грабена и междуречья Малка—Тызыл (по данным А. А. Байкова, Г. А. Семенова, Н. А. Прищепы, В. Н. Анкудинова, М. Н. Бойко, И. А. Орищенко)

1 — галечники, пески, глины; 2 — брекчии карбонатные; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — песчаные известняки; 8 — глинистые известняки; 9 — доломиты; 10 — гипсы, ангидриты; 11 — карстовые отложения; 12 — серпентиниты; 13 — несогласное залегание отложений

В левом борту р. Тызыл, в зоне Срединного разлома, выше мощного обрыва горизонтально-слоистых киммериджских известняков обычно наблюдаются две мощные пачки известняковых брекчий, хорошо обнажающиеся на крутом склоне долины. Остальная часть разреза балтинского горизонта почти полностью перекрыта делювием. Нами установлены здесь также красноцветные глины с пластами гипсов и пачка гипса мощностью до 40 м, залегающие в средней части горизонта, между пачками известняковых брекчий, которые прослеживаются вдоль склона на большом расстоянии, выходы их параллельны стратиграфическим контактам, нижняя пачка брекчий является по существу базальной, так как лежит на подстилающих известняках с размывом и содержит остроугольные обломки этих известняков. По восстанию пластов глины и гипса переходят в известняки, но брекчии в разрезе сохраняются. Мощность горизонта около 170 м.

В долине р. Баксан, заложенной по Баксанскому разлому, разрез балтинского горизонта общей мощностью около 200 м подобен Тызыльскому, однако мощность гипсов здесь до 70 м, они содержат прослои карбонатных пород, пестроцветных глин и пачку (около 12 м) карбонатной брекчии. Очевидно, гипсы представляют собой линзу, переходящую по простиранию пластов, за пределами разлома, в известняки и доломиты. По падению толщи киммеридж-титона, как установлено бурением (скв. 37,1 Баксанская, 1 Гунделеновская и др.), резко увеличивается содержание и мощность пластов и пачек ангидритов, появляется каменная соль (до 140 м), переслаивающаяся с ангидритами [11, 16 и др.], причем все эти изменения происходят на небольшом (8—10 км) расстоянии от выходов толщи на дневную поверхность.

По М. Н. Смирновой и В. А. Станулису [22], Баксанский разлом разделяет крупные фациальные зоны титонского века. К западу от разлома наряду с известняками и сульфатами присутствуют терригенные красноцветные породы, к востоку от него разрезы сложены карбонатными породами с широким развитием биогермных массивов. Однако разрез киммеридж-титонских отложений долины р. Чегем, в зоне Чегемского разлома, близко баксанскому, хотя здесь почти нет красноцветов, увеличивается (до 360 м) мощность гипсов, пачек брекчий и всей толщи в целом. Гипсы содержат прослои известняков, доломитов и пачку (42 м) известняковых брекчий, общая мощность сульфатных пород более 200 м. Они подстилаются брекчиями (23 м), переходящими вверх по разрезу в известняки (около 90 м), и брекчиями (46 м) перекрыты [21].

В зоне Черекского разлома, в бортах долины р. Черек Балкарский, балтинский горизонт представлен только карбонатными породами — переслаиванием прочно сцементированных карбонатных брекчий, разнообразных известняков и доломитов общей мощностью около 450 м. При разбуривании Церик-Гельской брахиантиклинали, располагающейся на пересечении Пшекиш-Тырныузского и Черекского разломов, установлено появление в балтинском горизонте, как и по Баксанскому разлому, пачек ангидритов, общая мощность разреза увеличивается до 750 м. В основании горизонта и у его кровли залегают брекчии мощностью соответственно 12—27 и 147 м, причем глубина залегания нижней пачки брекчии около 1000 м.

Как уже отмечалось, в пределах блоков, которым соответствуют междуречья Малки — Тызыла, Тызыла — Баксана и т. д., разрезы балтинского горизонта существенно изменяются сравнительно с этими отложениями зон разломов. В скв. 2с, находящейся в 1800 м к югу от скв. 95 (м), по простиранию пластов наблюдается резкое сокращение числа и мощности пачек гипса и пестроцветных пород, балтинский горизонт представлен главным образом глинами, мощность его 75 м. Примерно в центральной части междуречья Малка — Тызыл по данным скв. 7к и 6к, пробуренных в долине притока р. Малки, заложенного по узкому Гертликовскому грабену, горизонт представлен красноцветными глинами, известняками и карбонатными брекчиями. Гипсы образуют несколько пластов небольшой мощности, содержащих прослойки глин и линзочки глини-

стого материала. Этими скважинами вскрыты также карстовые полости, заполненные мелкими обломками известняков. Южнее, в скв. 4к и 5к, роль карбонатных пород резко усиливается, сульфатные породы не обнаружены. Следует отметить, что скважинами 7к, 6к, 4к, 5к разрез балтинского горизонта установлен неполностью, так как матламский горизонт располагается выше их устья.

Важные особенности строения балтинского горизонта, возникающие при переходе от зон разломов к внутренним частям блоков, установлены нами в правобережье р. Чегем по ручью Сакал-Туп (район сел. Хушто-Сырт). Вблизи его устья, в зоне Чегемского разлома, по которому развита мощная толща гипсов, выше плитчатых известняков залегает нижняя карбонатная брекчия видимой мощностью до 25 м. Затем следуют известняки и гипсоносная толща с прослоями пестроцветных глин, алевролитов, песчаников, а также известняков, видимой мощностью 30—40 м, и снова известняковые брекчии, мощность которых превышает 10 м. Выше по ручью, примерно в 2 км от р. Чегем, гипсы полностью выклиниваются, разрез представлен только известняками и карбонатными брекчиями, причем между нижней и верхней пачками брекчий мощность разреза всего порядка 10 м.

Таким образом, здесь происходит уменьшение мощности гипсов по Чегемскому разлому с севера на юг, а за пределами разлома — явное изменение типа разреза — от карбонатно-сульфатного к карбонатному, причем значительное место принадлежит брекчиям. Сульфатная толща является мощной линзой, быстро выклинивающейся по простиранию пластов к бортам Чегемского разлома и замещающейся за его пределами карбонатными обломочными породами (карбонатными брекчиями).

На междуречьях Чегем — Черек Безенгийский — Черек Балкарский в разрозненных обнажениях балтинского горизонта наблюдаются только известняки и мощные известняковые брекчии. По-видимому, сульфатные породы отсутствуют.

По современным представлениям, брекчии образовались за счет выщелачивания карбонатно-сульфатных пород в поздней юре и неоген-четвертичное время [21]. Для воссоздания условий седиментации балтинского времени важны «пластовые» брекчии, которые устойчиво распространены на определенных стратиграфических уровнях балтинского горизонта и образовались в киммеридж-титонский век. Они могут быть как палеокарстовыми, формировавшимися вследствие полного растворения эвапоритовых отложений в сульфатно-карбонатной толще, т. е. эпигенетическими к вмещающим отложениям [21], так и седиментационными. Для «пластовых» брекчий в основании киммеридж-титонских отложений характерны обломки подстилающих известняков киммериджа, в частности по р. Тызыл. В междуречье Фарс — Большая Лаба известняковые брекчии с гипсоангидритовым цементом мощностью 0,5—35,0 м, наблюдаемые в основании карбонатно-сульфатного комплекса и широко здесь распространенные, залегают на плитчатых известняках с размывом и угловым несогласием [9]. Часть седиментационных брекчий возникала при периодическом осушении мелководных участков солеродного бассейна и является брекчиями усыхания, на что в Западном Предкавказье обратили внимание В. В. Григоренко и Ю. И. Соловьев. Дифференцированному подъему над уровнем аккумуляции наиболее способствует блоковый характер строения или подвижек субстрата. Над относительно приподнятыми блоками возникали обширные зоны мелководий или плоских прибрежных равнин, благоприятных для развития брекчий или брекчированных пород. Брекчии подобного типа установлены в содержащей каменную соль альмурадской свите валанжина Юго-Западного Гиссара [17]. Распространение галогенных осадков альмурадского времени при общем терригенном разрезе свиты определялось субширотной структурной зональностью региона. Каменная соль отлагалась в пределах наиболее погруженной Чаршангинской ступени, к северу от которой на Гаурдакской относительно приподнятой ступени, отложения, синхронные пачке каменной соли, представлены седиментационной брекчией.

Таким образом, в балтинское время юго-западная периферийная часть эвапоритового бассейна рассматриваемой территории характеризовалась специфическими условиями седиментации, которые были predeterminedены блоковым строением субстрата. Зоны разломов отличались от разделяемых ими блоков большими глубинами, гораздо более интенсивной садкой сульфатов, повышенными мощностями отложений и другими признаками. Эти зоны представляли собой узкие заливы, резко усложнявшие конфигурацию береговой линии бассейна.

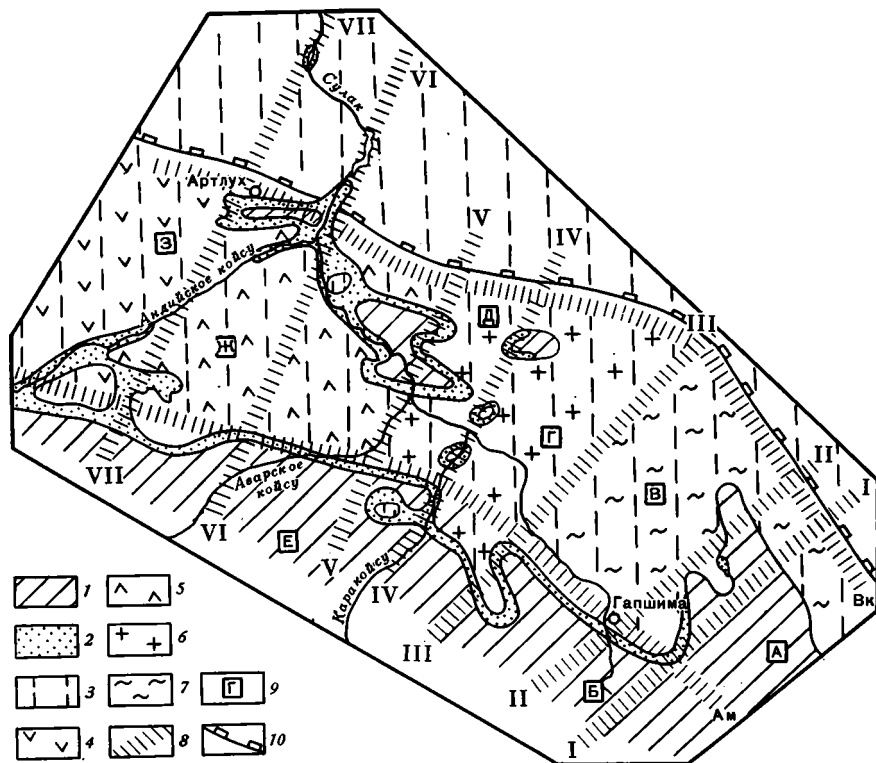
ДАГЕСТАНСКИЙ ВЫСТУП И ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПОГРУЖЕНИЕ КАВКАЗА

Дагестанский выступ представляет собой хорошо выраженное в современной структуре Кавказа поперечное поднятие. Он является одним из элементов крупнейшей зоны, которая пересекает в северо-восточном направлении альпийский горно-складчатый пояс, Скифскую и Русскую платформы, где к этой зоне следует относить северную часть впадины Каспийского моря. На западе Дагестанский выступ ограничен Аргуно-Каспийским разломом, на юго-востоке — Самурским разломом (см. фиг. 1). Северная граница выступа, с платформенным блоком, проходит по Владикавказскому разлому.

Киммеридж-титонские отложения распространены на западе и юго-востоке Дагестанского выступа, а также к югу от него, на территории юго-восточного погружения Кавказа. В пределах западной части выступа развита толща гипсов и ангидритов с пачками известняков, доломитов и карбонатных брекчий, выклинивающаяся вследствие предмелового размыва в юго-восточном направлении, к центральной максимальной приподнятой части этой структуры. Наиболее полные разрезы имеют мощность от 500 м на юге (села Ботлих, Тлох, р. Андийское Койсу) до 230 м на севере (с. Артлух, хр. Салатау). Максимальной мощности (800—900 м) эти отложения достигают по р. Шаро-Аргун, в зоне Аргуно-Каспийского разлома. На юго-востоке выступа киммеридж-титонские отложения появляются в бассейне рек Рубасчай, Чирахчай, Самур. Они представлены в нижней части пестроцветными глинами с линзами гипсов, доломитов и песчаников (65—75 м), в верхней — песчанистыми и глинистыми доломитами (25—105 м). Мощность толщи увеличивается с севера на юг от 0 до 180 м. Южнее Дагестанского выступа развиты только известняки с прослоями глин мощностью около 120 м [1, 9].

Блоковое строение территории Северного Кавказа предопределило не только основные особенности позднеюрского эвапоритообразования, но и (что не менее важно) характер предмелового размыва верхнеюрских отложений. Дагестанский выступ в этом отношении особенно показателен. В его пределах широко развиты поперечные к современной складчатости разломы и блоки — ступени, гораздо менее выраженные, однако имеющие сложную историю развития [3]. Некоторые из них показаны на фиг. 4. Антикавказские структуры обнаруживаются подобно другим районам Северного Кавказа по ряду признаков. Наиболее важными и характерными являются изменения простираций складок, кулисообразное их расположение, ундуляция шарниров, резкое сужение синклиналей. Зоны разломов проявляются также резкими колебаниями мощностей и состава пород, взаимоотношениями нижнемеловых отложений с горизонтами юрского возраста, находят отражение в общем рисунке гидросети и т. д. Остановимся на основных особенностях распространения, распределения мощностей, сохранности от последующего размыва верхнеюрских отложений.

Литологический состав и мощности образований келловей — оксфорда подчиняются в общем субкавказскому структурному плану [1], однако зона максимальных градиентов их мощности совпадает с Каракойсу-Гунибским разломом. Блоки, располагающиеся к северо-западу от этого разлома, в последующем оставались резко погруженными, к юго-востоку от него — испытывали подъем и образовали поперечную зону поднятия, в пределах которой предмеловой размыв проявился особенно



Фиг. 4. Блоковая тектоника и распространение верхнеюрских отложений в центральной части Дагестанского выступа

1—3 — выходы отложений (1 — нижней и средней юры, 2 — верхней юры, 3 — нижнего мела — неогена); 4—7 — соотношение нижнемеловых и верхнеюрских отложений в пределах блоков (4 — видимое несогласие отсутствует, 5 — частичный размыв отложений киммеридж-титона, 6 — частичный или полный размыв отложений киммеридж-титона, 7 — частичный или полный размыв келловей-оксфордских отложений); 8 — разломы (Ам — Ашагимахинский, Вк — Владикавказский, I — Гамриозеньский, II — Гапшима-Урахинский, III — Цудахар-Левашинский, IV — Каракойсу-Гунибский, V — Аварско-Буйнакский, VI — Аварско-Сулакский, VII — Андийско-Сулакский); 9 — блоки-ступени фундамента и осадочного чехла (А — Уркарахский, Б — Мулебкинский, В — Левашинский, Г — Цудахарский, Д — Гунибский, Е — Хунзахский, Ж — Харахинский, З — Ботлихский); 10 — северо-восточная граница Дагестанского выступа

сильно. На некоторых ступенях этой зоны, как уже отмечалось, верхнеюрские породы отсутствуют вследствие размыва и появляются снова в юго-восточной части Дагестанского выступа и к югу от него.

Различная гипсометрия позднеюрской поверхности, обусловленная существованием антикавказских блоковых структур, определила степень сохранения от предмелового размыва прежде всего киммеридж-титонских образований. Детальный анализ, уже предпринимавшийся нами, позволил установить следующее относительное положение блоков-ступеней и полноту верхнеюрского разреза.

Максимально погруженными оказались Харахинский и Ботлихский блоки с наиболее полно сохранившимися разрезами киммеридж-титона. Мощность этих отложений достигает здесь 500 м. По направлению к юго-востоку наблюдается ступенчатый подъем блоков и постепенное срезание верхнеюрских пород (см. фиг. 4). Гипсоносная толща частично сохранилась в пределах Хунзахского блока. Так, в западной части Араканской брахиантиклинали мощность гипсов, переслаивающихся с карбонатными пластами, составляет приблизительно 60 м, тогда как в восточной ее части (в пределах Гунибского блока) киммеридж-титонские отложения не сохранились. На располагающихся восточнее Цудахарском и Мулебкинском блоках гипсоносные породы размывы полностью.

В пределах Мулебкинского блока известна только нижняя часть разреза отложений келловей — оксфорда, но к его северо-восточному краю они срезаются, а берриас-валанжинские известняки залегают на песчаниках нижнего бата. Еще более приподнятым к началу мелового периода был Левашинский блок.

Киммеридж-титонские отложения снова появляются, как уже отмечалось, на юге-востоке Дагестанского выступа и к югу от него. Однако здесь они представлены пестроцветными сульфатно-терригенными и карбонатными породами, что свидетельствует о существенной обособленности этого района.

Таким образом, область широкого распространения карбонатно-сульфатных пород киммеридж-титона на Дагестанском выступе ограничивается Аварско-Буйнакским разломом, который разделяет Хунзахский и Гунибский блоки. Относительное превышение между наиболее опущенным Ботлихским и максимально приподнятым Левашинским блоками составляет не менее 500—600 м.

* * *

Обобщение имеющегося фактического материала позволяет сделать некоторые выводы, касающиеся особенностей осадконакопления в предкавказских суббассейнах, некоторых чертах их строения и развития на стадии галогенеза и в более позднее время.

1. Несмотря на сопряженное положение обоих Предкавказских суббассейнов, разделенных в общем неширокой перемычкой Минераловодского выступа, разрез перекрывающих галогенную толщу отложений резко различен в пределах каждого из них. В Западно-Предкавказском суббассейне над соленосными отложениями, достигающими в центральной части Восточно-Кубанской впадины 1800 м, залегают толща красноцветных терригенных пород лабинской свиты мощностью до 1200 м. В Восточно-Предкавказском суббассейне над соленосной толщей располагаются морские карбонатные, а также карбонатно-сульфатные отложения матламской свиты мощностью до 200 м. Такая контрастная несхожесть разрезов перекрывающих отложений указывает на различия в истории геологического развития обоих суббассейнов и может быть объяснена следующим образом. К моменту завершения галогенной седиментации Западно-Предкавказский суббассейн полностью потерял связь с питающей морской провинцией, но продолжал интенсивно прогибаться. По мере длительного и устойчивого прогибания впадина интенсивно заполнялась красноцветными озерно-дельтовыми терригенными образованиями. Она являлась базисом эрозии для обширной территории обрамлявших ее возвышенностей.

Терско-Кумская впадина, которая определяла условия существования Восточно-Предкавказского суббассейна, выступает в это время как менее активный тектонический элемент. На ее территории сохраняется мелководный морской бассейн, только на короткие периоды теряющий связь с питающей морской провинцией и осолоняющийся до стадии садки гипса. Отмеченные различия в строении разрезов показывают, что оба суббассейна после завершения галогенной седиментации и, возможно, на стадии галогенеза развивались в существенно различающихся тектонических режимах. Эта особенность до сих пор не получила должной оценки в геологических исследованиях, хотя она может иметь самое непосредственное отношение к поискам различных полезных ископаемых, прежде всего залежей нефти и газа.

2. Перспективы нефтегазоносности Предкавказья связаны главным образом с комплексом подсолевых карбонатных и терригенных отложений на территории суббассейнов. В этой связи на первый план выступает вопрос о соответствии структурных планов подсолевых, солевых и надсолевых отложений. Данные бурения многочисленных скважин и геофизических исследований, достаточно четкое выделение в разрезе и корреляция реперных горизонтов позволяют прийти к одному основному выводу — об отсутствии на территории обоих суббассейнов достаточно хо-

рошо выраженных проявлений соляной тектоники. Исключение составляет Терек-Сунженская зона разломов Восточно-Предкавказского суббассейна, геологическая природа которой недостаточно изучена. Отсутствие соляной тектоники практически снимает проблему о соотношениях структурных планов надсолевых и солевых образований. Однако это не может в полной мере относиться к подсолевым отложениям. Следует считать, что структура подсолевого ложа является более сложной, чем строение надсолевого этажа. О более сложных деталях строения подсолевого структурного плана свидетельствуют наблюдения в прибортовых частях суббассейнов и некоторые данные по их структуре на территории впадин.

Отсутствие ярко выраженной соляной тектоники при больших мощностях и широком распространении каменной соли находит объяснение в особенностях геологического строения суббассейнов. Оба они ограничиваются крупными шовными зонами глубинного заложения, но сама территория впадин имеет достаточно однородный тектонический характер. Отсутствие контрастно проявляющихся элементов — крупных блоковых поднятий, протяженных зон глубинных разломов в их подсолевом ложе привело к тому, что соляные структуры, обычно сопряженные с такими элементами, не могли получить достаточного развития. И только в одном случае Восточно-Предкавказский суббассейн в области наибольших мощностей соляной толщи пересечен Терек-Сунженской сложно построенной тектонической зоной. В этой зоне весьма вероятны проявления солянокупольной тектоники.

3. Западно-Предкавказский суббассейн, несмотря на чрезвычайно большую мощность галогенных отложений в центральной его части, в общем является бесперспективным на калийные соли, так как их садке препятствовал, по-видимому, неблагоприятный режим прогибания впадины. Отдельные тонкие пласты калийных солей с высоким содержанием калия могли образоваться только в небольших локальных прогибах, как это было отмечено нами на Лабинской площади [9], где общая мощность галогенного разреза составляет около 1200 м. Восточный суббассейн является более перспективным для накопления калийных солей, хотя их залежи, даже при их обнаружении, по данным гамма-каротажа, в ближайшие годы не будут иметь практического значения, так как на потенциально перспективных площадях кровля соляных отложений залегает на большой глубине.

4. Периферийные зоны обоих суббассейнов характеризуются многочисленными проявлениями полезных ископаемых, составляющих парагенетическую ассоциацию краевых частей галогенных формаций. На территории Дагестана, Чечено-Ингушетии, Кабардино-Балкарии, Краснодарского края обнаружены месторождения и проявления целестина, самородной серы, разрабатываются месторождения гипса, карбонатных пород. Эффективность дальнейших поисковых работ в полосе неглубокого залегания комплекса карбонатных, сульфатных и галогенных отложений во многом зависит от правильной дальнейшей реконструкции истории развития суббассейнов, особенно тесной взаимосвязи блоковой тектоники и процессов седиментации. Тектонические блоки контролируют состав, мощность распространения эвапоритовых отложений, а следовательно, и связанных с ними полезных ископаемых.

Литература

1. Алиев А. Г., Магомедов А. М. Литология карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана и Северного Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1972. 132 с.
2. Байков А. А. К тектонике мегантиклинали Юго-Западного Гиссара//Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим и геол. наук. 1970. № 2. С. 119—127.
3. Байков А. А., Голиков-Заволженский И. В., Седлецкий В. И. О поперечных структурах Известнякового Дагестана (Восточный Кавказ)//Геотектоника. 1980. № 5. С. 69—80.
4. Байков А. А., Деревягин В. С. О влиянии конседиментационных структур на формирование соляных толщ мезозоя в Юго-Западном Гиссаре//Проблемы соленакопления. Т. I. Новосибирск: Наука, 1977. С. 297—300.

5. Бойко Н. И. Позднеюрские рифогенные образования Северного Кавказа//Тр. Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР. 1984. Вып. 591. С. 150—159.
6. Бойко Н. И., Пушкарский Е. М. Литолого-фациальные особенности и условия образования норийских отложений в Западном Предкавказье//Литология и полез. ископаемые. 1983. № 5. С. 61—70.
7. Бойко Н. И., Седлецкий В. И., Шведов В. Н. Литолого-фациальные особенности и условия образования карбонатных отложений оксфорда в Западном Предкавказье//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 1. С. 137—144.
8. Геология СССР. Северный Кавказ. Т. IX. Ч. 1. М.: Недра, 1968. 759 с.
9. Деревягин В. С., Седлецкий В. И. Верхнеюрские соленосные отложения Предкавказья//Литология и полез. ископаемые. 1977. № 4. С. 121—131.
10. Зангиев Ш. Д. Галогенные отложения поздней юры Дагестана//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1982. Вып. 535. С. 73—79.
11. Косарев В. С. Особенности строения галогенной формации поздней юры Кабардино-Балкарии и юга Ставрополя//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1982. Вып. 535. С. 54—63.
12. Масуренков Ю. П. Роль поперечных структур в локализации углекислых минеральных вод Кавказа//Тр. Лаб. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского. 1962. т. XIX. С. 3—32.
13. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа/Под ред. Безносова Н. В., Бурштара М. С. и др. М.: Недра, 1973. 194 с.
14. Романов Н. Т. Тектоника. Восточный Кавказ//Геология СССР. Северный Кавказ. Т. IX. Ч. 1. М.: Недра, 1968. С. 634—644.
15. Сапунова В. Л., Черненко А. М. Особенности строения юрской галогенной толщи Восточно-Кубанской впадины//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1982. Вып. 535. С. 42—54.
16. Сахаров А. С., Лозгачева Е. Ф. Юрские соленосные отложения Северо-Восточного Кавказа//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1982. Вып. 535. С. 64—73.
17. Седлецкий В. И., Байков А. А. О нижнемеловых соляных отложениях Средней Азии//Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1970. Вып. 116. С. 252—254.
18. Седлецкий В. И., Байков А. А. К вопросу о времени формирования мегантиклинали Юго-Западного Гиссара и Бешкентского прогиба//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 4. С. 54—61.
19. Седлецкий В. И., Бойко Н. И., Деревягин В. С. О взаимосвязи галогенного и био-гермного осадкообразования//Сов. геология. 1977. № 12. С. 8—21.
20. Седлецкий В. И., Деревягин В. С., Омельченко Ю. В. Верхнеюрские соленосные отложения Предкавказья//Докл. АН СССР. Сер. геол. 1975. Т. 220. № 5. С. 1153—1154.
21. Седлецкий В. И., Шведов В. Н. О происхождении брекчированных пород в верхнеюрских отложениях на Северном Кавказе//Литология и полез. ископаемые. 1975. № 2. С. 109—114.
22. Смирнова М. Н., Станулис В. А. Основные разломы Кабардино-Балкарии и некоторые черты их выражения в осадочном чехле//Тр. Грозн. нефт. ин-та. 1968. Вып. 29. С. 23—28.
23. Станулис В. А., Коновалов В. И., Булгакова О. П. и др. Новые данные по геологии юрских и палеозойских отложений юго-восточных районов Чечено-Ингушетии//Геология нефтегазоносных комплексов мезозоя Дагестана. Махачкала: Ин-т геологии Даг. ф-ла АН СССР, 1979. С. 11—21.
24. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 26—43.

УДК 550.4 : 552.4(471)

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
ВОСТОЧНОГО КAVKAZA**

АЛИ-ЗАДЕ З. М., МУСТАФАЕВ Г. Л.

В статье рассматриваются закономерности распределения химических элементов в ааленских гумидных раннегеосинклинальных осадочных толщах Восточного Кавказа в зависимости от фациальных зон палеобассейна и первичного вещественного состава материнских пород питающей провинции.

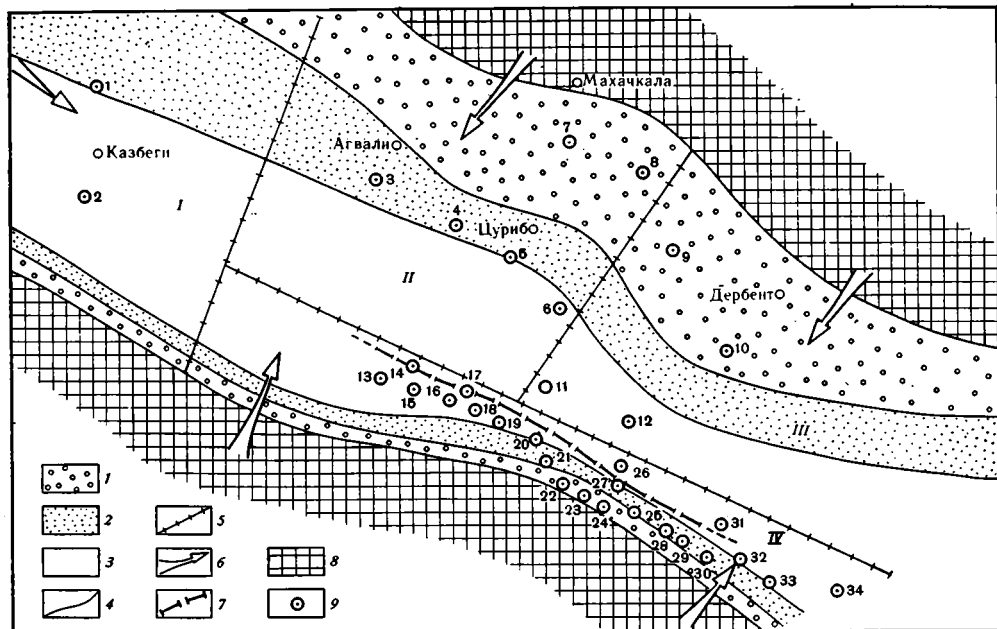
В юго-восточной части южного склона Большого Кавказа нами были изучены литолого-геохимические характеристики юрских отложений [1—4]. Исследователи, работавшие здесь ранее [9—11 и др.], к сожалению, уделили мало внимания фациальным условиям и первичному вещественному составу кластического материала. Существенное значение этих факторов в геохимии современных осадков было специально отмечено в трудах Н. М. Страхова [8].

Исследованная территория Восточного Кавказа охватывает область, ограниченную Каспийским морем, низовьями рек Терек и Сулак, Дарь-альским ущельем и Куринской депрессией (фигура).

В осадочных породах аалена из главных разрезов Восточного Кавказа, расположенных вдоль рек Андийское Койсу, Аварское Койсу, Кара-Койсу, Усучай, Ахтычай, Кизил-дере, Самурчай, Мулебки, Катехчай, Курмухчай, Кишчай, Вандамчай, а также вдоль Военно-Грузинской дороги и в ряде других районов Восточного Кавказа было исследовано содержание макро- и микроэлементов [9—11]. Содержания макроэлементов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , MnO_2 , P_2O_5) определялись рентгеноспектральным количественным методом на рентгенофлуоресцентном анализаторе VRA-2 в И-те геологии АН АзССР по средним пробам, составленным по методике А. Б. Ронова и В. М. Ратынского [6]. Распределение микроэлементов (Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V, Ga, B, Ba) определялось количественно-спектральным методом в спектральной лаборатории ИМГРЭ на спектрографе ДФС-13. Точность определений около 2—7%. По выборочным образцам проводилось определение концентрации микроэлементов в нерастворимом остатке 2 и 10%-ных HCl-вытяжек, в гранулометрических фракциях глинистых пород и алевропесчаников. Содержание карбонатов устанавливалось в 7%-ной уксуснокислой вытяжке, а затем содержание прочих химических элементов рассчитывалось по общей карбонатности. Результаты спектральных и химических анализов обработаны на ЭВМ Мир-2 по программе «Статистика».

В исследованных толщах развиты как глинистые, так и алевропесчаные породы [10, 12], возраст которых фаунистически датируется по руководящим аммонитам из зоны *Leioceras opalinum* и *Ludwigia consava* нижнего и верхнего аалена. Чаще всего они представляют прибрежную, мелководную и глубоководную фациальные зоны [10], что выражается изменением литологического состава с убыванием песчаников и песчаности глинистых пород к центру палеобассейна.

Глинистые породы окрашены в черный и темно-серый цвет, обладают слоистой и оскольчатой отдельностями [10, 13]. Основная масса состоит из гидрослюд (60—80%). В них присутствуют также другие глинистые минералы, такие, как каолинит, хлорит, реже монтмориллонит, бейделлит и песчано-алевритовый материал. Минеральный состав песчано-



1—3 — фациальные зоны (1 — прибрежная, 2 — мелководная, 3 — глубоководная); 4 — 5 — границы (4 — фациальных зон, 5 — терригенно-минералогических провинций); 6 — основные направления палеопритоков; 7 — пороговая часть палеобассейна; 8 — денудационная зона; 9 — разрезы: 1—2 — Военно-Грузинская дорога, 3 — Андийское Койсу, 4 — Аварское Койсу, 5 — Кара-Койсу, 6 — Хосрек, 7 — Аракань, 8 — Мулебки, 9 — Уллучай, 10 — Чарахчай, 11 — Самурчай, 12 — Курахчай, 13 — Мазымчай, 14 — Филизчай, 15 — Белоканчай, 16 — Катехчай, 17 — Катех, 18 — Джар, 19 — Карачай, 20 — Курмухчай, 21 — Шинчай, 22 — Кишчай, 23 — Кюнгютчай, 24 — Дашагилчай, 25 — Калачай, 26 — Ахтычай, 27 — Кизил-дере, 28 — Бумчай, 29 — Дамирапаранчай, 30 — Вандамчай, 31 — Усухчай, 32 — Бабачай, 33 — Джимичай, 34 — Гильгинчай. I — IV — терригенно-минералогические провинции (I — северо-западная, II — северная, III — северо-восточная, IV — южная)

алевритовой примеси представлен кварцем, полевыми шпатами и различными акцессорными минералами, присутствующими в подчиненном количестве. По петрографическому составу ааленские отложения подразделяются на следующие терригенно-минералогические провинции: северную — граувакково-кварцевую при высоком содержании циркона и апатита; северо-восточную — полевошпатово-кварцево-граувакковую, при заметном содержании обломков эффузивов и фемических минералов; северо-западную — полевошпатово-кварцево-граувакковую с повышенным содержанием микроклина, плагиоклазов и эффузивов; южную — полевошпатово-кварцево-граувакковую при повышенном содержании слюд, хлоритов и метаморфического кварца [10].

Изучение макрокомпонентного состава ааленских отложений Восточного Кавказа по разным литологическим типам пород, различным фациальным условиям и в разных терригенно-минералогических провинциях позволило установить ряд кардинальных закономерностей (табл. 1). Стало, например, очевидным, что содержание SiO_2 и CaO повышается от глинистых пород к песчаникам: наоборот, содержание всех остальных компонентов в том же направлении уменьшается.

При переходе от наиболее мелководных к глубоководным отложениям наблюдается увеличение концентраций Al_2O_3 , CaO , K_2O и уменьшение содержаний SiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , MnO_2 . Наиболее высокое содержание титана отмечается в глинистых породах из мелководной зоны. Характерно, что по направлению от берега в глубь бассейна содержание SiO_2 и Fe_2O_3 меняется незначительно. В мелководных песчаниках, наоборот, наблюдается рост концентрации SiO_2 , уменьшение содержаний Al_2O_3 , CaO и других компонентов.

Макроэлементы в ааленских отложениях Восточного Кавказа *

Зона и провинция	Литологический тип **	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Прибрежная	I	28	63,3 16,5 0,26	0,45 0,10 0,24	16,8 4,4 0,26	10,3 4,8 0,45	0,09 0,04 0,44	0,5 0,2 0,40	1,7 0,7 0,41	1,5 0,6 0,40	2,6 1,0 0,39	0,24 0,08 0,33
	II	26	67,2 23,6 0,35	0,27 0,16 0,59	10,3 4,8 0,45	3,7 1,7 0,46	0,11 0,07 0,64	11,5 5,9 0,51	1,2 0,5 0,42	1,0 0,5 0,50	1,4 0,6 0,43	0,11 0,05 0,46
Мелководная	I	35	57,9 15,4 0,27	0,59 0,09 0,15	17,4 5,1 0,29	5,6 2,0 0,38	0,08 0,03 0,38	1,8 0,7 0,39	1,3 0,5 0,38	1,3 0,4 0,30	1,3 0,6 0,18	0,18 0,04 0,22
	II	30	63,8 20,8 0,32	0,41 0,19 0,46	11,8 6,8 0,58	3,9 1,6 0,41	0,08 0,04 0,50	4,3 1,9 0,44	1,3 0,4 0,30	1,6 0,7 0,42	1,8 0,7 0,39	0,19 0,08 0,41
Глубоководная	I	36	56,9 15,5 0,28	0,44 0,03 0,07	19,2 3,1 0,16	6,0 1,5 0,25	0,09 0,03 0,33	2,4 0,8 0,30	2,8 0,6 0,24	1,3 0,3 0,22	3,6 0,9 0,25	0,12 0,06 0,50
	II	25	57,0 18,3 0,32	0,20 0,11 0,55	13,0 4,5 0,35	2,7 1,1 0,40	0,07 0,03 0,43	2,6 1,2 0,46	2,3 0,4 0,30	2,1 0,6 0,28	2,4 0,7 0,29	0,16 0,05 0,31
Северо-Западная	I	24	57,6 9,4 0,16	0,48 0,04 0,08	20,8 4,0 0,19	4,6 1,4 0,30	0,08 0,03 0,38	0,4 0,1 0,25	2,0 0,4 0,20	1,8 0,3 0,17	3,5 0,6 0,17	0,17 0,06 0,31
	II	21	63,5 15,6 0,24	0,19 0,08 0,42	9,1 5,2 0,57	2,9 1,3 0,45	0,09 0,04 0,44	12,1 5,4 0,45	1,7 0,5 0,30	1,7 0,8 0,46	2,2 0,9 0,41	0,22 0,08 0,36
Северная	I	25	62,7 12,8 0,19	0,63 0,19 0,30	17,7 6,5 0,36	7,5 1,8 0,24	0,07 0,03 0,43	0,6 0,2 0,33	1,7 0,4 0,24	2,0 0,5 0,25	2,4 0,7 0,29	0,25 0,07 0,27
	II	22	66,6 19,6 0,33	0,44 0,22 0,50	8,3 3,9 0,47	3,4 1,6 0,47	0,08 0,04 0,50	11,7 4,7 0,41	1,3 0,6 0,48	1,9 1,0 0,52	1,5 0,7 0,47	0,16 0,08 0,50
Северо-Восточная	I	23	59,2 22,1 0,37	0,40 0,15 0,37	21,0 6,3 0,30	6,2 1,9 0,28	0,06 0,02 0,33	2,7 0,6 0,21	1,2 0,4 0,33	2,1 0,6 0,23	3,5 0,4 0,11	0,12 0,04 0,33
	II	25	63,9 29,3 0,45	0,18 0,11 0,63	13,1 7,5 0,56	3,6 1,3 0,36	0,09 0,04 0,44	1,2 0,5 0,41	2,1 1,00 0,48	2,3 0,8 3,4	1,9 0,8 0,42	0,10 0,05 0,50
Южная	I	27	58,8 11,3 0,17	0,42 0,08 0,19	18,6 4,2 0,23	7,8 0,9 0,23	0,10 0,03 0,15	1,3 0,4 0,30	2,3 0,7 0,31	1,4 0,4 0,28	2,6 0,6 0,23	0,15 0,06 0,40
	II	23	63,1 24,6 0,39	0,24 0,11 0,45	12,0 5,5 0,46	2,5 1,2 0,48	0,13 0,05 0,43	2,3 1,1 0,48	2,2 0,8 0,37	1,2 0,5 0,41	1,4 0,5 0,36	0,24 0,11 0,45

* Первое значение—среднее содержание С, %; второе—среднеквадратическое отклонение S; третье—вариация V.

** В этой и следующей таблице I—II—литологические типы (I—глинистые сланцы, II—песчаники).

При рассмотрении поведения химических элементов в разных терригенно-минералогических провинциях установлено, что в глинистых породах северо-западной провинции содержание Fe₂O₃ и K₂O наибольшее, а SiO₂ и CaO — наименьшее. В песчаниках этой же провинции отмечены самые высокие содержания Fe₂O₃, CaO, K₂O и самые низкие TiO₂.

В глинистых породах северной провинции установлено повышенное содержание SiO_2 , TiO_2 , P_2O_5 и, наоборот, пониженное Al_2O_3 , Fe_2O_3 . В терригенных породах отмечается повышенное содержание TiO_2 и пониженное Fe_2O_3 и MgO .

В северо-восточной провинции установлены повышенные содержания Al_2O_3 , CaO , Na_2O , а в глинистых породах, наоборот, пониженные количества MnO_2 , MgO , P_2O_5 . Наивысшими содержаниями Al_2O_3 и Na_2O , так же как и глинистые породы, отличаются песчаники этой провинции; в них обычно в наименьших количествах содержатся CaO и P_2O_5 .

В южной провинции (междуречье Мазымчай — Вандамчай) профилирующими компонентами являются MnO и MgO ; в подчиненном количестве встречается Na_2O . Песчаники этой провинции содержат повышенное количество SiO_2 , MnO_2 , P_2O_5 и в меньшей степени — Na_2O .

В среднем количество SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и MnO_2 в изученных осадочных породах примерно равно их кларковым содержаниям [7], а Fe_2O_3 , TiO_2 и MgO заметно им уступает.

В целом распределение элементов в системе песчаник — глинистый сланец от прибрежной фациальной зоны к глубоководной возрастает по содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , MnO_2 и CaO и убывает по содержанию SiO_2 .

Установлено также, что в северо-восточной минералогической провинции зафиксирована максимальная дифференциация SiO_2 и CaO ; TiO_2 и Al_2O_3 концентрируются в северо-западной провинции; MgO и P_2O_5 наиболее характерны для северной провинции и Na_2O для южной.

Значения дисперсии S^2 и стандартного отклонения S по всем изученным компонентам увеличиваются от глинистых пород к песчаникам. При изменении фациального профиля от глубоководных к мелководным и прибрежно-морским зонам значение дисперсии увеличивается по всем химическим компонентам. В соответствии со значениями дисперсии изменяется коэффициент вариации, что указывает на высокую точность геохимических исследований. Наиболее высокие значения коэффициентов вариации установлены для CaO , MgO , K_2O , P_2O_5 , MnO_2 . По мере увеличения значений коэффициента вариации изученные компоненты могут быть выстроены в следующий ряд: $\text{SiO}_2 < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{TiO}_2 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < \text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O} < \text{MgO} < \text{MnO}_2 < \text{P}_2\text{O}_5 < \text{CaO}$. В целом это характерно для всех изученных фациальных зон терригенно-минералогических провинций Восточного Кавказа. Следует также отметить, что несколько иным образом увеличивается соотношение химических элементов в ряду глинистый сланец — песчаник: $\text{CaO} < \text{MnO}_2 < \text{SiO}_2 < \text{Na}_2\text{O} < \text{P}_2\text{O}_5 < \text{MgO} < \text{K}_2\text{O} < \text{TiO}_2 < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Fe}_2\text{O}_3$.

На первый взгляд кажется, что по величине отношения химических элементов в ряду глинистый сланец — песчаник можно определить подвижность или инертность элементов в пороодообразовании. Однако установлено, что в геосинклинальных условиях Восточного Кавказа на распределение их оказывают влияние гораздо более разнообразные факторы, в том числе быстрое осаждение осадочного материала на дне палеоводоёма, гидродинамический режим палеобассейна, физико-химические условия в водоеме и в илах и т. д. Повышенные содержания подвижных элементов в алевропесчаниках иногда обусловлены резким изменением тектонического режима, что в свою очередь определило ограничение процессов химического выветривания на суше. Некоторое обогащение глинистых пород компонентами Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 скорее всего связано с коагуляцией коллоидных частиц элементов-гидролизатов в зонах относительно медленной седиментации, т. е. при глинообразовании. Подвижные компоненты Na_2O , K_2O , MgO скорее всего быстро осаждались в составе полимиктовых терригенных обломков, их разложившаяся часть выносилась в наиболее глубоководные участки бассейнов.

По разделению химических элементов, присутствующих в породах, в 10%-ной соляной кислоте, можно представить их относительную геохимическую подвижность. В различных типах пород результаты 10%-ной солянокислой вытяжки варьировали в следующих пределах:

Порода	Число образцов	Нерастворимый осадок	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	П. п. п
Глинистые сланцы	74	71,9	8,5	Нет	1,9	2,6	3,6	8,9
Песчаники	55	77,7	7,6	»	2,2	4,7	2,0	6,1

По отношению разных компонентов в 10%-ной HCl-вытяжке к тем же компонентам в обычных химических анализах можно установить, что наиболее подвижным из них является CaO, а соответствующий ряд подвижности выглядит так: $MgO > Fe_2O_3 > Al_2O_3 > TiO_2$.

По выборочным образцам глинистых сланцев и песчаников, представляющих различные фациальные зоны осадконакопления и различные терригенно-минералогические провинции, произведена тематическая обработка данных, рассчитаны средние содержания различных химических элементов в типах пород, их средние квадратичные отклонения и вариации. Установлено, что по всем исследованным выборкам (литологический тип, фациальная зона, терригенно-минералогическая провинция) распределение микроэлементов подчиняется нормальному закону, что дает основание без каких-либо поправок рассмотреть закономерности распределения рудных химических элементов в зависимости от литологического типа, фациальных условий и влияния первичного состава питающей провинции.

Из данных, приведенных в табл. 2, следует, что во всех фациальных зонах и терригенно-минералогических провинциях содержание Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V, Ca, Ba значительно увеличивается от песчаников к глинистым сланцам. Только распределение стронция подчиняется обратной закономерности.

В глинистых сланцах ааленских отложений содержание Cu, Pb, Ni и Ba постепенно увеличивается от прибрежной зоны к мелководной и далее возрастает в сторону глубоководной, тогда как содержания Co и Ba, наоборот, уменьшаются. Содержание Zn и V в мелководной зоне достигает минимума, а количества Ca, Cr растут до максимума.

В песчаниках обнаруживается повышение содержаний Cu, Zn, Pb, Cr в более глубоководной зоне; при этом количество тех же элементов в более мелководных фациях обычно уменьшается. Наивысшее содержание в прибрежной зоне типично для Co, Ba. Характерно, что количества V, Ga, B и Co в глубоководной зоне заметно понижаются.

Изучение закономерностей распределения микроэлементов в отдельных терригенно-минералогических провинциях показало, что влияние первичного химического состава источников сноса четко отражается на составе песчаников и глинистых сланцев.

Изучение закономерностей распределения микроэлементов в отдельных терригенно-минералогических провинциях показало, что влияние первичного химического состава источников сноса четко отражается на составе песчаников и глинистых сланцев.

Во всех осадочных породах южной провинции наблюдается значительное повышение содержаний Cu, Pb, Zn [1—3]; кроме того, здесь же концентрируются Ni и Cr в песчаниках; наоборот, в тех же песчаниках обычно пониженные количества Ba и Sr. Осадочные породы из северной провинции обычно обогащены Co, Cr, V и Ga. В северо-восточной провинции они содержат значительно больше B и Sr, а также Cu и, наоборот, меньше Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V, Ga. Осадочные толщи северо-восточной провинции характеризуются низкими содержаниями Cu, Pb и B.

В глинистых породах всех провинций содержания Ba, Sr, Ni значительно ниже Cu, V, Cr, Co, Pb и повсеместно находятся на уровне их кларковых содержаний [13], а содержание Zn обычно значительно выше. Все изученные микроэлементы в песчаниках содержатся в повышенных по отношению к их кларку количествах.

Для определения подвижности микроэлементов проведены вытяжки в 2%-ной HCl и в полученном нерастворимом остатке определено их содержание. Установлено, что в ааленских осадочных породах относи-

Микроэлементы в ааленских отложениях Восточного Кавказа *

Зона и провинция	Лито- логический тип **	Число проб	Cu	Pb	Zn	С	Ni	Сr	V	Ga	B	Ba	Ст
Прибрежная	I	210	34 14,1 0,42	17 6,8 0,40	148 39,5 0,32	20 8,3 0,41	26 10,5 0,40	82 21,3 0,26	116 35,6 0,31	21 5,8 0,28	32 11,48 0,36	636 14,51 0,22	140 51,5 0,37
	II	746	29 13,5 0,46	17 8,6 0,49	92 44,8 0,48	23 11,8 0,51	20 9,6 0,48	75 29,6 0,39	74 27,4 0,37	15 6,5 0,43	25 13,60 0,54	305 139,6 0,46	192 69,1 0,36
Мелководная	I	336	38 10,5 0,27	22 6,1 0,28	133 30,9 0,23	18 5,9 0,32	33 12,1 0,37	85 144 0,17	103 24,6 0,24	28 6,1 0,22	47 19,83 0,42	403 92,5 0,23	176 59,6 0,34
	II	618	26 9,8 0,38	24 9,2 0,37	77 33,1 0,43	14 6,0 0,43	26 11,0 0,42	80 25,5 0,32	101 39,6 0,39	21 7,3 0,35	31 13,57 0,43	226 101,8 0,44	186 79,8 0,43
Глубоководная	I	934	55 9,6 0,18	29 5,4 0,19	152 13,4 0,15	15 2,3 0,15	39 9,8 0,25	66 12,1 0,18	133 22,8 0,17	25 3,94 0,16	65 16,41 0,25	338 74,0 0,22	165 36,5 0,22
	II	73	33 10,9 0,34	25 8,1 0,32	106 35,4 0,33	10 2,6 0,26	24 11,5 0,48	63 19,8 0,31	61 20,9 0,34	16 5,81 0,36	23 12,12 0,43	260 96,0 0,39	428 127,0 0,30
Северо-западная	I	303	62 20,3 0,32	21 5,3 0,25	85 16,3 0,19	11 3,8 0,26	21 5,7 0,27	45 10,9 0,24	74 11,3 0,15	20 5,58 0,28	66 9,86 0,15	555 134,6 0,25	314 88,8 0,29
	II	285	25 11,6 0,46	13 4,9 0,37	10 31,6 0,45	10 3,8 0,35	17 6,9 0,40	38 11,3 0,30	36 10,8 0,30	15 4,82 0,32	18 10,53 0,39	282 105,8 0,38	563 191 0,34
Северная	I	475	37 12,3 0,33	32 9,6 0,30	104 27,4 0,26	22 9,3 0,43	38 15,2 0,38	84 18,5 0,22	127 33,4 0,26	32 9,24 0,29	42 6,48 0,15	408 88,6 0,22	146 50,2 0,35
	II	542	28 12,5 0,45	26 10,0 0,39	85 37,5 0,43	20 4,1 0,19	32 11,4 0,35	83 20,4 0,25	108 40,2 0,37	21 8,60 0,41	26 7,31 0,28	214 102,4 0,47	174 82,1 0,47
Северо-восточ- ная	I	182	36 13,5 0,37	18 4,2 0,23	92 33,6 0,37	14 5,2 0,26	32 11,3 0,35	82 22,3 0,27	115 30,8 0,27	20 6,44 0,32	29 10,33 0,35	576 145,7 0,25	148 46,5 0,32
	II	356	21 9,0 0,43	15 6,5 0,43	73 31,5 0,43	12 2,5 0,18	23 10,8 0,47	70 27,7 0,39	78 32,6 0,41	15 5,77 0,38	22 10,84 0,49	302 101,3 0,33	184 81,2 0,44
Южная	I	520	59 17,7 0,30	44 13,1 0,30	180 65,7 0,37	18 4,8 0,40	39 10,5 0,29	98 18,2 0,18	109 24,5 0,22	24 6,02 0,25	57 19,50 0,34	312 60,8 0,20	65 13,1 0,20
	II	454	38 18,6 0,49	28 12,6 0,45	112 54,0 0,48	13 3,1 0,19	26 12,0 0,46	61 15,8 0,26	64 29,9 0,36	16 5,63 0,35	27 11,62 0,43	262 98,3 0,38	136 64,9 0,22

* Первое значение — среднее содержание, г/т; второе — среднеквадратическое отклонение; третье — вариация.

тельная подвижность микроэлементов уменьшается в следующей последовательности: глинистые сланцы: $B > Ni > Zn > V > Cu > Co > Pb > Cr > Ga$; песчаники: $B > Zn > Ni > Cu > V > Pb > Co > Cr > Ga$.

В нерастворимом остатке 2%-ной HCl-вытяжек содержание микроэлементов варьирует следующим образом, г/т:

Порода	Число образцов	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Ga	B
Глинистые сланцы	22	28	18	80	13	18	61	72	24	20
Песчаники	21	21	19	50	10	15	56	55	14	13

Дисперсия микроэлементов от глинистых пород к песчаникам существенно увеличивается. Соответственно отмечается постепенное уменьшение дисперсии всех микроэлементов по разным литологическим типам пород от прибрежной зоны к глубоководной.

При анализе дисперсии по терригенно-минералогическим провинциям хорошо видно, что значения ее для Cu, Pb и Zn в южной провинции наибольшие, а для Sr наименьшие. В северо-западной провинции отмечается низкая дисперсия для Co, Ni, Cr, V, Ga, Pb, Cu и, наоборот, высокая для бора, особенно в глинистых сланцах.

Значения вариации для Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V, Ga в глинистых сланцах колеблются в пределах от 2 до 6%, в песчаниках — от 2 до 15%. Для Ti, Cr, Ba значения вариации несколько уменьшаются и изменяются в пределах от 0,5 до 4%.

С целью выявления минералов-носителей элементов в ааленском палеоводоеме была сделана попытка установить корреляционные связи между макро- и микроэлементами. Для этого использовались рентгено-спектральные анализы по средним пробам и средние содержания микроэлементов по каждой средней пробе [5]; всего были изучены 32 сложные пробы. Результаты представлены в табл. 3.

Все изученные микроэлементы (кроме стронция) имеют незначимую корреляцию с кремнеземом; элементы Ti, Ga, Cr, V, B в основном связаны с глинистыми минералами, в меньшей мере с кварцем, гидроокислами железа и марганца, а участие СаО-содержащих минералов (карбонатов) отрицательно влияет на их концентрацию.

Элементы Cu, Pb, Ni и Zn в исследованных толщах ведут себя сходно; обычно наблюдается тесная связь этих элементов с гидроокислами Mn и Fe. Несколько отличается поведение Co и Ni в раннегеосинклинальных гумидных отложениях Восточного Кавказа. Выше была отмечена обратная зависимость в поведении Co и Ni при переходе от прибрежной зоны к более глубоководной. Дело в том, что Co имеет незначимую корреляцию с кремнеземом (0,29), а Ni по корреляции с тем же компонентом уступает ему почти в 2 раза (0,11), т. е. Co теснее связан с SiO₂. Зависимость Co и Ni от гидроокислов Fe и Mn почти одинакова, а связь с глиноземом у Ni значительно больше, чем у Co. В зависимости от содержания СаО Co имеет значимую отрицательную корреляцию подобно Cu и Zn, тогда как Ni подобно Pb проявляет незначимую положительную корреляцию. Исходя из этих данных, можно прийти к выводу, что в зависимости от фациальных условий в палеоводоеме происходило разделение Co и Ni и осуществлялось соответствующее накопление никеля в глинистых минералах.

Весьма сходно ведут себя Ba и Sr в раннегеосинклинальных породах. Четко выявляется значимая положительная связь этих элементов с СаО и, наоборот, отрицательная связь с глиноземом. Незначимая по-

Таблица 3

Корреляционная зависимость между макрокомпонентами и микроэлементами в глинистых сланцах ааленских отложений Восточного Кавказа

Макрокомпонент	Ti	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Ba	Sr	Ga	B
SiO ₂	0,35	0,16	0,12	0,10	0,29	0,11	0,15	0,19	0,28	-0,10	0,29	0,13
Al ₂ O ₃	0,66	0,22	0,03	0,28	0,16	0,31	0,55	0,63	-0,43	-0,59	0,65	0,53
Fe ₂ O ₃	0,25	0,42	0,26	0,38	0,45	0,37	0,24	0,16	-0,17	-0,38	0,16	-0,21
СаО	-0,60	-0,26	0,18	-0,30	-0,51	0,22	-0,21	-0,24	0,48	0,61	-0,40	-0,16
MnO ₂	-0,19	0,40	0,31	0,39	0,43	0,40	0,26	0,10	0,16	0,28	-0,32	-0,35

Корреляционные зависимости между микроэлементами в глинистых сланцах аалена Восточного Кавказа

Фациальные зоны		
Мелководная $n=30$; $R(5\%)=0,35$	Прибрежная $n=23$; $R(5\%)=0,38$	Глубоководная $n=18$; $R(5\%)=0,44$
Cu-Pb (+0,46)	Cu-Pb (+0,3)	Cu-Zr (+0,66)
Cu-Zn (+0,46)	Cu-Cr (-0,08)	Co-Cu (+0,59)
Cu-Ga (+0,49)	Pb-Zn (+0,37)	Cu-V (+0,67)
Cr-Co (+0,53)	Pb-Ti (-0,38)	Cu-Cr (-0,27)
Co-Ni (+0,62)	Co-Ni (+0,41)	Pb-Mn (+0,44)
Pb-Zn (+0,37)	V-Ga (+0,52)	Pb-Sr (-0,33)
Pb-Ti (-0,11)	V-Mn (-0,35)	Zn-Co (+0,59)
Zn-Ti (-0,26)	Cr-Ti (+0,38)	Zn-V (+0,65)
Ni-Cr (+0,47)	Ti-Ga (+0,79)	Zn-Cr (+0,61)
V-Ga (+0,51)	Ti-Mn (-0,42)	Zn-Sr (-0,55)
V-Co (+0,30)	Mn-Ga (-0,49)	Cu-Ni (+0,83)
Mn-Sr (+0,48)	Mn-Pb (+0,27)	Co-V (+0,85)
Ti-Ga (+0,52)	Ba-Ga (+0,62)	Co-Cr (+0,85)
Ba-Sr (+0,64)	Ba-Mn (+0,27)	Co-Sr (-0,61)
	Sr-Mn (+0,45)	Ni-V (+0,67)
	Sr-Cr (-0,22)	Ni-Cr (+0,58)
		Ni-Sr (-0,61)
		Cr-Sr (-0,69)
		Ti-Ga (+0,58)
		Ti-Sr (-0,48)
		Mn-Ba (-0,24)
		Ba-Sr (+0,48)
		V-Cr (+0,9)
		V-Ga (+0,71)
		V-Sr (-0,66)

ложительная связь обнаружена между SiO_2 и Ba, тогда как между SiO_2 и Sr обнаружена отрицательная корреляция.

Корреляционные связи между микроэлементами (Ti, Ca, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr, V и Mn) установлены в индивидуальных образцах из различных геохимических провинций и фациальных зон ааленского палеобассейна (табл. 4).

В мелководной зоне ааленского палеобассейна установлена значимая положительная корреляционная связь между микроэлементами Cu-Pb, Cu-Zn, Cu-Ga, Pb-Zn, Co-Ni, Co-Cr, Ni-Cr, V-Ga, Ti-Ga, Mn-Sr, Ba-Sr. Незначимая отрицательная зависимость определена между Cu-Co, Pb-Ti, Ni-Sr, Mn-Co. В этой зоне по кластерному анализу выделены следующие микроэлементные группы: Co-Ni-Cr-Ti (-0,35); V-Ga-Cu-Zn (-0,37); Ba-Sr-Pb-Mn (-0,39). В отличие от прибрежной фациальной зоны в мелководной зоне Cu и Zn входят в состав глиноземсодержащих минералов; Pb, Ba, Sr и Mn в состав аутигенных образований; Co, Ni, Cr и Ti в состав терригенных обломков.

В глубоководной зоне глинистые породы отличаются большей сортированностью и увеличением доли пелитовых частиц, что повлияло на поведение в них большинства микроэлементов. Положительная корреляционная связь установлена между элементами: медь с Zn, Co, V, Cr; цинк с Co, V, Cr; кобальт с Ni, V, Cr; никель с V, Cr; титан с Ga, Sr; ванадий с Cr, Ba, Sr; барий со Sr; отрицательная между микроэлементами: Ba-Ca, Sr-Ga, Cr-Sr, Co-Sr, Zn-Sr, Ti-Sr, V-Sr и незначительная между Cu-Sr, Pb-Sr и Mn-Ba. По кластерному анализу установлено, что основная группа микроэлементов (V, Cr, Ni, Co, Cu, Ga, Zn, Ti) связана с глинистыми минералами. Концентрации Ba и Sr, по-видимому, связаны с карбонатными минералами.

Таким образом, изучение геохимических особенностей ааленских отложений Восточного Кавказа показало, что на поведение заключенных в них химических элементов сильно влияет первичный вещественный состав питающей провинции и фациальные условия палеобассейна. Под

влиянием этих факторов химические элементы распределяются в различных литологических типах пород, в разных гранулометрических фракциях и оказываются связанными с различными породообразующими минералами.

* * *

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Концентрация большинства химических элементов (Al, Ti, Fe, Cu, Pb, Zn, Ba, Ni, Co, Cr, V, Ga) закономерно уменьшается от глинистых сланцев к алевролитам и песчаникам; в направлении от глинистых сланцев к песчаникам содержание Na, Mg, P, Mn и др. изменяется весьма прихотливо, тогда как содержание Si, Ca и Sr наоборот, увеличивается.

2. Количество Cu, Pb, Ni, V, B, Sr в глинистых породах, а также Cu, Pb, Sr в песчаниках постепенно возрастает от прибрежной фацальной зоны к глубоководной.

3. Осадочные породы северо-западной терригенно-минералогической провинции характеризуются повышенными содержаниями Cu, B и Sr, северной — Ti, Ga, V, Co, северо-восточной — Ba и южной — Cu, Zn, Ni, Pb.

4. Макрокомпоненты по значению вариации в осадочных толщах аалена образуют нижеследующий ряд подвижности: $\text{SiO}_2 < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{TiO}_2 < \text{Fe}_2\text{O}_3 < \text{K}_2\text{O} < \text{Na}_2\text{O} < \text{MgO} < \text{MnO}_2 < \text{P}_2\text{O}_5 < \text{CaO}$.

5. Элементы Ti, Ga, Cr, V и B в основном связаны с глинистыми минералами и в меньшей мере с кварцем, гидроокислами Fe и Mn; повышение общей карбонатности (CaO) отрицательно влияет на их содержание. Cu, Pb, Zn и Ni в основном накапливаются с гидроокислами Fe и Mn.

6. Изучение корреляционных зависимостей между микроэлементами показало, что в различных фацальных зонах и терригенно-минералогических провинциях изученные микроэлементы подразделяются на следующие подгруппы (фацальные зоны): а) прибрежную (Ga-Ti-V-Ba-Cu; Co-Ni-Cr; Pb-Zn-Mn-Sr); б) мелководную (Co-Ni-Cr-Ti; V-Ga-Cu-Zn; Ba-Sr-Pb-Mn); в) глубоководную (V-Cr-Ni-Co-Cu-Ga-Zn-Ti; Ba-Sr).

7. Поведение химических элементов в раннегеосинклинальных осадочных породах Восточного Кавказа связано не только с геохимическими особенностями самих элементов, но и с петрографическим составом материнских пород, расположением источников сноса, физико-химическими условиями палеобассейна и общей палеогеографией бассейна.

Литература

1. Али-Заде З. М., Мустафаев Г. Л. Геохимические особенности среднеюрского рудовмещающего комплекса Тфанского антиклинария южного склона Большого Кавказа // Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1980. С. 325—328.
2. Али-Заде З. М., Мустафаев Г. Л. Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1982. № 4. С. 77—85.
3. Али-Заде З. М., Мустафаев Г. Л. Тез. докл. Ташкент: ТГУ, 1983. С. 91—94.
4. Али-Заде З. М., Мустафаев Г. Л. Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1983. № 2. С. 67—73.
5. Мустафаев Г. Л. Закономерности распределения индикаторных элементов в ааленских отложениях Восточного Кавказа и их поисковое значение: Автореф. дис... канд. г.-м. наук. Баку: Ин-т геологии АН АзССР, 1984. 22 с.
6. Ронов А. Б., Ратынский В. М. Метод установленных средних проб // Докл. АН СССР. 1952. Т. 86. № 4. С. 779—782.
7. Ронов А. Б. Осадочная оболочка земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
8. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. I—III.
9. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 179 с.
10. Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 276 с.
11. Халифа-заде Ч. М. Уч. зап. Азерб. ун-та. Сер. геол. геогр. 1968. № 4. С. 3—10.
12. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 224 с.
13. Turekian K., Wedopohl K. Bull. Geol. Soc. America. 1961. V. 72. № 2. P. 175—190.

Сектор радиационных исследований
АН СССР, Баку

Поступила в редакцию
17.IX.1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.4 : 553.31 (267.5)

САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В РУДОНОСНЫХ ОСАДКАХ КРАСНОГО МОРЯ

БУТУЗОВА Г. Ю., ШТЕРЕНБЕРГ Л. Е., ВОРОНИН В. И., КОРИНА Е. А.

Распространенности и условиям нахождения самородных металлов и интерметаллических соединений в древних вулканических породах и гидротермальных рудах посвящены многочисленные публикации отечественных и зарубежных исследователей.

Среди современных и мезо-кайнозойских отложений самородные металлы встречаются сравнительно редко. Особое внимание привлекают находки подобных образований среди океанских осадков, где за последние годы был обнаружен широкий спектр минеральных видов. Характерная особенность локализации металлов заключается в приуроченности к тектонически активным регионам Мирового океана (зоны разломов, срединно-океанические хребты, рифтовые области). Так, самородные металлы обнаружены в районе сульфидных гидротермальных холмов на 21° с. ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) [12], в зоне субширотных разломов Клариян — Клиппертон [9, 10], среди металлогенных осадков осевой части ВТП [11], в районе подводных гор Маркус-Неккер, на поднятии Хесса [4], в разломной зоне Мария Целеста [8]. В континентальных условиях самородные металлы диагностированы в областях современного вулканизма — в пределах Узонской гидротермальной системы (Восточно-Камчатская вулканическая зона [3]), в продуктах Большого трещинного Толбачинского извержения [7] и в других местах.

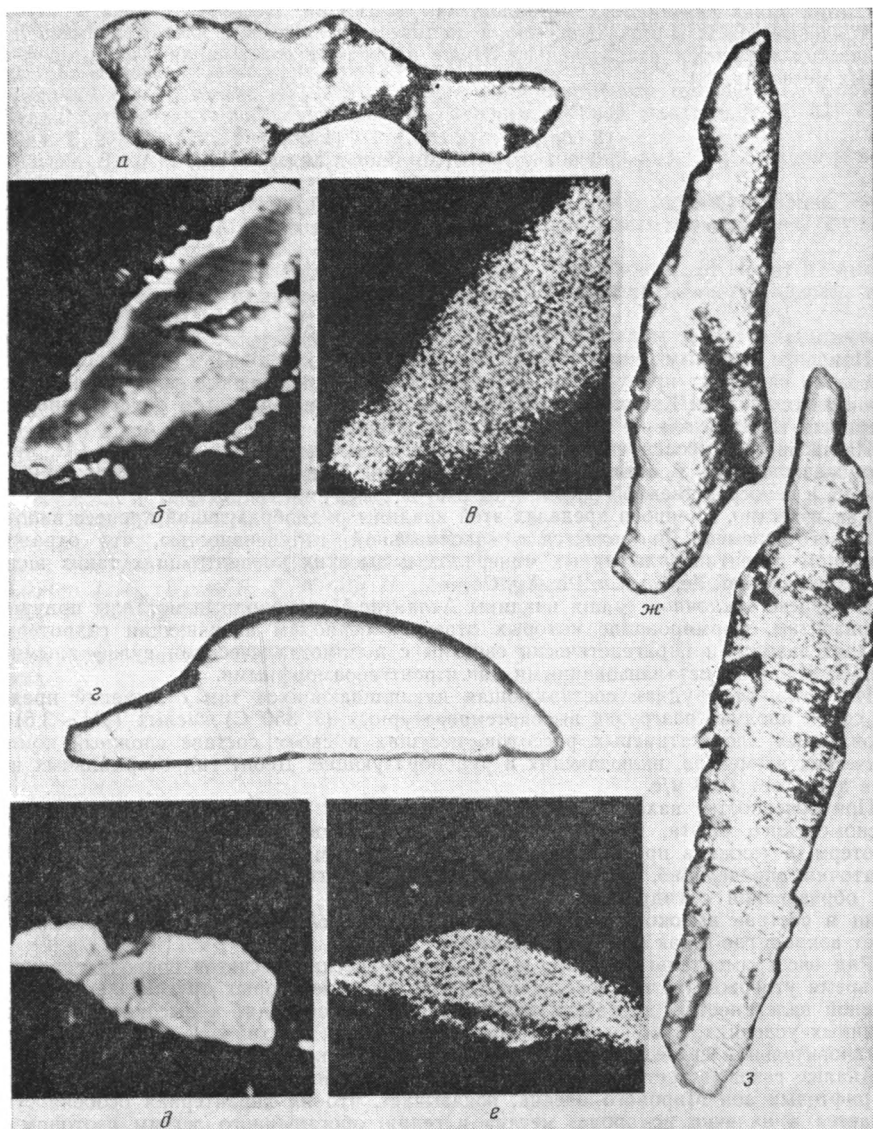
Благоприятными для поисков самородных металлов и интерметаллических соединений представляются рудоносные осадки глубоководных впадин Красного моря, образование которых связано с активной гидротермальной деятельностью в осевом трого рифтовой зоны.

Предыдущими исследованиями в составе рудного вещества установлен сложный комплекс минеральных видов, включающий окислы и гидроокислы Fe и Mn, сульфиды и сульфосоли Fe, Cu, Zn, обогащенные Pb, Ag, Cd, силикаты сложного состава, карбонаты Mn и Fe, сульфаты Ca, Ba и Zn, хлориды Na и Cu [1]. Однако до настоящего времени самородных металлов в осадках Красного моря обнаружить не удалось. Можно предположить, что основным препятствием для их выявления послужили прежде всего методические трудности. Дело в том, что диагностика минералов, слагающих гидротермально-осадочные накопления Красного моря, чрезвычайно сложна и трудоемка в связи с их высокой дисперсностью, слабой окристаллизованностью основной массы рудного вещества, широким развитием метастабильных фаз и наличием сложных минеральных парагенезов.

При дополнительном изучении большой группы образцов из разных горизонтов впадин Атлантис-П, Дискавери, Тетис и Альбатрос была использована следующая методика. Отобранные для исследования осадки помещали в капроновую сетку (диаметр ячеек около 0,1 мм) и в течение одного-двух дней вымачивали в дистиллированной воде, а затем промывали под струей водопроводной воды. Оставшиеся в капроновой сетке частицы крупнее 0,1 мм высушивали и просматривали под бинокулярной лупой. Обнаруженные металлические частицы закатывали в резиновый клей для рентгеновского анализа в камере Дебая-Шерера (РКГ, Со K α -излучение, экспозиция 5—6 ч).

Результаты рентгеновских анализов металлических частиц из рудоносных осадков впадины Атлантис-П

Ст. 1905-5 (500—511 см)		Ст. 387 (50—60 см)		Ст. 389 (50—60 см)		Ст. 389 (465—475 см)		Al [6]		Fe [6]		Pb [6]	
I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d	I	d
—	—	—	—	—	—	10	2,89	—	—	—	—	9	2,86
—	—	—	—	—	—	4	2,49	—	—	—	—	8	2,48
—	—	10	2,34	10	2,33	—	—	10	2,34	—	—	—	—
10	2,04	9	2,03	6	2,02	2	2,02	9	2,03	9	2,02	—	—
—	—	—	—	—	—	3	1,75	—	—	—	—	9	1,75
—	—	—	—	—	—	5	1,49	—	—	—	—	10	1,49
5	1,43	8	1,43	4	1,42	2	1,43	8	1,43	7	1,43	5	1,43
—	—	10	1,22	4	1,22	—	—	10	1,22	—	—	4	1,23
8	1,17	5	1,16	2	1,16	1	1,13	5	1,16	10	1,16	10	1,13
4	1,01	4	1,01	2	1,01	2	1,06	4	1,01	7	1,01	10	1,08



Внешний вид частиц самородных металлов, изображение их в поглощенных электронах и в рентгеновском излучении

а — самородный алюминий (ст. 389, гл. 50—60 см), свет отраженный, без анализатора, увел. 240; **б** — то же, в поглощенных электронах; **в** — то же, в рентгеновском излучении (Al); **г** — обломок самородного железа (ст. 1905-5, гл. 500—511 см), свет отраженный, без анализатора, увел. 240; **д** — то же, в поглощенных электронах; **е** — то же, в рентгеновском излучении (Fe); **ж** — самородный алюминий (ст. 387, гл. 50—60 см), свет отраженный, без анализатора, увел. 240; **з** — самородное железо (ст. 389, гл. 465—475 см), свет отраженный, без анализатора, увел. 240

После анализа их освобождали с помощью ацетона или бензина от резинового клея, помещали в специальные формы и заливали эпоксидной смолой. Из запрессованных в смолу металлических частиц изготавливали аншлифы, которые изучались под оптическим микроскопом в отраженном свете, а также с помощью электронно-рентгеновского микроанализатора MS-46 («Камека»). В ряде случаев после анализа на приборе «Камека» проводили дополнительные полуколичественные спектральные определения макро- и микроэлементов на лазерном микроанализаторе типа LMA-1.

В результате изучения 40 образцов рудных илов из различных впадин Красного моря лишь в шести из них были обнаружены самородные металлы, морфологические особенности которых показаны на фигуре. На этой же фигуре дано изображение металлических частиц в поглощенных электронах и рентгеновском излучении.

Результаты рентгеновских анализов, приведенные в таблице, в совокупности с данными, которые получены при изучении частиц на электронно-рентгеновском микроанализаторе, однозначно свидетельствуют о наличии в металлоносных осадках Крас-

ного моря таких самородных металлов, как алюминий, железо и свинец. Полученные спектральные анализы показали, что в составе металлических частиц примесь других химических элементов незначительна. Ниже приведены содержания элементов в самородных металлах, %:

Al	Fe	Pb
(3 обр.)	(2 обр.)	(1 обр.)
0,001	0,01	Следы
0,003	0,005	»
0,002	0,008	0,06
0,003	0,008	Не обн.
0,001	Не обн.	»
0,04	0,009	0,02
0,2	0,6	Не обн.
1,0	0,5	0,6

Наиболее важным результатом проведенного исследования нам представляется не столько сам факт присутствия самородных металлов, впервые обнаруженных в металлоносных осадках Красного моря, сколько выявленные при этом определенные закономерности их локализации и минеральных парагенезов.

Из числа всех исследованных образцов частицы самородных металлов (Al, Fe, Pb) обнаружены только в осадках впадины Атлантис-II в разрезах, расположенных, как правило, в непосредственной близости от очагов разгрузки гидротерм.

Как известно, именно в пределах этой впадины рудообразующий процесс вплоть до настоящего времени проявляется с максимальной интенсивностью, что отражается в широком развитии сульфидных минералов и высоких концентрациях таких эндогенных элементов, как Fe, Zn, Cu, Pb, Ag, Cd.

В разрезе осадочной толщи впадины Атлантис-II самородные металлы приурочены к горизонтам, формирование которых отвечает периодам активизации гидротермальной деятельности и парагенетически связаны с полиметаллическими сульфидными соединениями, как окристаллизованными, так и рентгеноаморфными.

Известно, что рудная составляющая накапливающаяся там отложений представляет собой продукт разгрузки высокотемпературных (T 350° C) кислых ($pH \sim 3,5$) восстановленных хлор-натриевых рассолов, несущих в своем составе сложный комплекс химических элементов, включающих и рудообразующие. Дебит гидротермальных источников достигает 1—3 м/с.

Приуроченность находок самородных металлов к наиболее активному участку Красноморского рифта, преимущественная локализация их вблизи очагов разгрузки гидротерм, а также в прослоях, отвечающих периодам активизации рудного процесса, достаточно определено, на наш взгляд, свидетельствуют о непосредственной связи этих образований с гидротермальной деятельностью, т. е. о привносе металлических частиц в составе высокотемпературных растворов. Если это так, то естественно возникает вопрос: где и как они образовались?

Ряд экспериментальных работ и термодинамических расчетов позволяет в настоящее время утверждать, что восстановление Al, Fe и некоторых других элементов с переменной валентностью до самородного состояния происходит в высокотемпературных глубинных условиях, в областях частичного плавления мантийного вещества, в сильно-восстановительной среде, где формируются метаново-водородные флюиды [5].

Анализ газовой составляющей термальных растворов, разгружающихся в пределах рифтовых зон Мирового океана, показывает, что их характерная особенность заключается в наличии водорода, метана и гелия, обогащенного легким изотопом ^3He ; значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ во всех изученных в настоящее время термопроявлениях рифтовых зон находятся на уровне $n \cdot 10^{-5}$, что свидетельствует о мантийном его источнике.

В придонных рассолах впадины Атлантис-II, в целом отражающих составы разгружающихся там гидротерм, содержание H_2 составляет $15 \cdot 10^{-5}$ мл/л, CH_4 $28 \cdot 10^{-2}$ мл/л, He $26 \cdot 10^{-3}$ мл/л [2], значение $^3\text{He}/^4\text{He}$ равно $1,34 \cdot 10^{-5}$ [13]. Газовый состав высокотемпературных гидротерм свидетельствует о восстановительных условиях генерации флюидной фазы.

Таким образом, имеющиеся в литературе данные по локализации самородных металлов в океанских осадках, дополненные новым фактическим материалом по Красному морю, вносят определенный вклад в проблему источников вещества — одну из главных проблем гидротермально-осадочного рудогенеза.

Приуроченность находок самородных металлов к современным тектонически активным регионам океанского дна, локализация вблизи мест разгрузки термальных растворов указывают на прямую связь их с гидротермальной деятельностью и подтверждают наличие в составе гидротерм глубинного (мантийного) вещества.

Можно предположить, что в термальные растворы металлические частицы попадают в составе флюидной фазы, формирующейся при дегазации мантии.

Литература

1. Бутузова Г. Ю. Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. Сообщение 1//Литология и полез. ископаемые. 1984. № 2. с. 3—22.
2. Годекян А. А., Авиллов В. И., Большаков А. М., Свинаренко В. К. Газы придонных вод Красного моря//Океанология. 1984. Т. XXIV. Вып. 4. С. 624—627.

3. Карпов Г. В., Киреев Ф. А., Ерошев-Шак В. А. Самородное железо в гидротермальной системе Камчатки//Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 6. С. 1440—1443.
4. Лазур Ю. М., Варенцов И. М., Ермилов В. В. Медно-цинковая минерализация в мезозойских отложениях центральных областей северо-западной части Тихого океана (62-й рейс «Гломар Челленджер»)/Геохимия. 1984. № 11. С. 1718—1725.
5. Луканин О. А., Кадик А. А. Возможная роль частичного плавления в формировании окислительно-восстановительного режима верхней мантии//Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 996—998.
6. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 868 с.
7. Набоко С. И., Главатских С. Ф. Эксгалиционное медное рудообразование в пост-эруптивную стадию Большого трещинного Толбачинского извержения//Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 41—55.
8. Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Козак С. А., Щербаков И. Б. Иоцит и самородное железо из зоны разломов Мария Целеста (Индийский океан)//Минерал. журн. 1981. Т. 3. № 5. С. 48—54.
9. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения среди осадков северо-восточной части Тихого океана//Литоология и полез. ископаемые. 1979. № 2. С. 133—139.
10. Штеренберг Л. Е., Кузьмина О. В., Лапутина И. П., Цепин А. И. О находке самородного алюминия в ассоциации с ZnO и $ZnCl_2$ среди осадков ст. 647 (северо-восток Тихого океана)//Литоология и полез. ископаемые. 1986. № 1. С. 137—140.
11. Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л., Воронин Б. И., Корина Е. А. Минералы золота и серебра в металлоносных осадках Тихого океана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 7. С. 151—154.
12. Cronan D. S. Conference Report. Metallogenesis at oceanic spreading centers//J. Geol. Soc. Amer. 1979. V. 136. P. 621—626.
13. Lupton J. E., Weiss R. F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines//Nature. 1977. V. 266. № 5599. P. 2440—2446.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
22.VII.1986

ХРОНИКА

УДК 552.5

НОВАЯ ПРОГРАММА ГЛОБАЛЬНОЙ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ

ТИМОФЕЕВ П. П., ПОЛЯНСКИЙ Б. В.

С 18 по 22 июня 1986 г. в США (г. Майами, шт. Флорида) был проведен Международный симпозиум по осадочной геологии. Он был организован Обществом прикладной палеонтологии и минералогии США и Международной ассоциацией седиментологов, входящей в Международный союз геологических наук, под непосредственным руководством оргкомитета симпозиума, куда входили: *Р. Гинзбург* — председатель (проф. зав. Лаб. сравнительной седиментологии Университета Майами), *Е. Клифтон* (Геологическая служба США, г. Менло-Парк, шт. Калифорния) и *Р. Ваймер* (Геологический департамент, Колорадская горная школа, г. Голден шт. Колорадо).

В работе симпозиума приняли участие 24 представителя из 9 стран — США, СССР, КНР, Канады, Австралии, Бразилии, Великобритании, Нидерландов и Ирака. От Советского Союза участвовали авторы настоящего сообщения. Средства для проведения симпозиума были предоставлены Национальным научным фондом и Геологической службой США.

Симпозиум по осадочной геологии был создан с целью обобщения результатов международных научных исследований в этой области; составления существующих точек зрения по основным аспектам осадочной геологии и подготовки совместного обобщающего доклада, содержащего обоснование будущих исследований в рамках создаваемой Международной программы глобальной осадочной геологии (МПОГ), а также предложения по составу участников и источникам финансирования.

Необходимость разработки МПОГ была обусловлена еще и тем, что в большинстве стран мира, в том числе и промышленно развитых, осадочная геология вплоть до настоящего времени имеет лишь прикладное значение, главным образом в нефтяной геологии.

Идея координации деятельности седиментологов в глобальном масштабе в рамках МПОГ вызвана следующими причинами: необходимостью более углубленного и широкого изучения осадков и процессов осадконакопления в истории Земли с целью выявления ресурсов осадочных полезных ископаемых; улучшения связи как между различными дисциплинами осадочной геологии, так и с другими науками о Земле (стратиграфией, тектоникой, геохимией, минералогией и т. д.); существующим потенциалом развития новых научных проблем в седиментологии, а также необходимостью подготовки соответствующих научных кадров седиментологов в различных, главным образом развивающихся, странах.

Создание МПОГ имеет многоцелевую направленность: 1) активизировать работу по стандартизации терминологии и основных понятий в седиментологии; 2) организовать международные литологические исследования в глобальном масштабе; 3) оперативно использовать результаты глобальных литологических исследований для практических целей, в частности, в нефтяной, угольной геологии и при поисках рудных полезных ископаемых в акваториях и на континентах; 4) эффективно координировать седиментологические исследования в глобальном масштабе, особенно между научно-исследовательскими организациями академий наук, вузов и научно-производственными учреждениями с близкими по тематике программами и проектами (МПК, «Литос», «Седимент», «Глобальные изменения» и др.), для их осуществления необходимо значительное расширение международных научных связей между учеными путем обмена литературой, организации заседаний, симпозиумов, проведения съездов и конгрессов; 5) готовить кадры исследователей-литологов, особенно в развивающихся странах, путем организации краткосрочных курсов, прикомандирования к ведущим институтам промышленно развитых стран.

Достижение указанных целей позволит обосновать статус осадочной геологии, сравнимый с другими геологическими науками, такими, как стратиграфия, тектоника, геохимия и пр.

Большинству участников симпозиума не было известно, что в Советском Союзе осадочная геология (литология) давно уже пользуется всеми правами фундаментальной геологической науки наравне со стратиграфией и тектоникой, особенно в исследованиях АН СССР. Неизмеримо возросла роль литологии и в системе подготовки кадров. Так, кафедра литологии уже второй год готовит студентов-литологов на геологическом фа-

культете Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Тем не менее и у нас в стране необходимо неуклонно поднимать престиж и значение литологии как в научной, так и в производственной деятельности путем создания кафедр литологии в большинстве геологических вузов страны, литологических лабораторий и отделов в научно-исследовательских институтах, как академических, так и отраслевых, применения новейших методов и аппаратуры в практике геологоразведочных и эксплуатационных работ.

Предложенная на симпозиуме тематика международных проектов направлена на решение таких крупных проблем, как событийная стратиграфия, фации и фациальные модели, тектоника и седиментология, палеогеография и палеобиология, глобальная цикличность и циклические модели, модели глобальной циркуляции в прошлом (атмосфера и океан). Эти проблемы во многом определили выбор тем 52 проектов, предложенных участниками симпозиума для совместных глобальных исследований кардинальных проблем осадочной геологии. Предложенные проекты можно сгруппировать по следующим направлениям: системный анализ глобальных процессов континентального и морского осадконакопления; колебания уровней морей и океанов и их причины; происхождение и распространение различных видов органического вещества; осадочные ритмы и проблема их синхронности; эволюция типов осадков, бассейнов осадко- и породообразования и распределение осадочных полезных ископаемых в земной коре; событийная стратиграфия применительно к эволюции осадочных процессов; палеогеография, основанная на тектонике плит; глобальные палеоклиматические изменения и их моделирование. Из всех рассмотренных проектов наиболее перспективными представляются следующие: 1) методика построения серии палеогеографических карт для фанерозоя Австралии (*П. Кук*); 2) инвентаризация глобального осадконакопления (*К. Греггор*); 3) глобальная оценка месторождений осадочных руд (*К. Амстутц и др.*); 4) событийная стратиграфия (*Т. Эйнер*); 5) эволюция типов осадконакопления, бассейнов осадко- и породообразования и распределение в них осадочных полезных ископаемых (*П. П. Тимофеев*); 6) модельные объекты комплексного литологического и геохимического изучения осадочного слоя океанов (*П. П. Тимофеев, А. Г. Коссовская*); 7) глобальные эпохи углеобразования в истории Земли от карбона до четвертичного времени (*П. П. Тимофеев, Б. В. Полянский*); 8) цикличность и глобальная тектоника (*Дж. Вайзер*); 9) палеоклиматическое моделирование (*Е. Баррон*); 10) модели глобальных процессов (*У. Хей*); 11) модели динамики осадочных процессов (*П. Аллен и др.*). Непременным условием для внесения предложенных проектов в МПОГ должна быть их глобальность.

Ряд проектов был посвящен более частным вопросам, в том числе проблемам генезиса осадков определенного типа, возраста в связи с конкретными палеотектоническими обстановками. Так, в ряде проектов значительное внимание уделялось изучению рифовых образований и их эволюции во времени. Эта тематика является основной в Лаборатории сравнительной седиментологии Университета Майами (*Р. Гинзбург*).

Большое внимание на симпозиуме было уделено научно-организационным проблемам, решение которых должно быть направлено на улучшение обмена научной информацией на различных уровнях (между институтами, лабораториями и отдельными учеными); улучшение доступа к мировой литературе; проведение симпозиумов, рабочих заседаний и полевых семинаров.

К финансированию МПОГ ее организаторы предполагают привлечь ряд международных организаций (Международный союз геологических наук, Международную ассоциацию седиментологов, ЮНЕСКО), а также заинтересованные национальные организации. В частности, американские ученые рассчитывают на поддержку Общества прикладной палеонтологии и минералогии США, Американской ассоциации геологов-нефтяников, Национального научного фонда США и Геологической службы США. Предполагается, что каждая из стран-участниц будет использовать свои государственные и частные источники финансирования. Финансирование потребует также для проведения заседаний рабочих групп, полевых геологических экскурсий, организации краткосрочных курсов, оплаты проезда, связи и публикации текущих и итоговых материалов.

Окончательных решений по организационной структуре МПОГ пока нет. Предполагается, однако, что возглавлять программу будет совет, в котором будут представлены все специалисты различных научных направлений седиментологии. Имеется в виду учет регионального принципа при формировании Совета. Будет создано бюро и учреждены должности исполнительных секретарей для оперативной деятельности специальных подгрупп по связи и информации, образованию и научным исследованиям. Представители других смежных программ по желанию могут входить в состав бюро или отдельных подгрупп.

По результатам симпозиума подготовлен отчет, который представлен в МСГН, ЮНЕСКО и заинтересованные национальные организации, а также разослан всем участникам симпозиума для уточнения внесения предложений. После уточнения рабочей МПОГ будут согласованы сроки и исполнители в странах-участницах, вид и объем отчетных и итоговых материалов программы.

В результате научной деятельности и подготовки кадров МПОГ обеспечит значительную практическую отдачу. Она будет реализована в виде рекомендаций государственным и промышленным организациям. Будут даны рекомендации по вопросам ресурсов осадочных полезных ископаемых, перспектив и ориентации развития добычи осадочных руд и энергетического сырья на континентах, в морских и океанских акваториях и защиты окружающей среды.

Реализация МПОГ может представить значительный интерес для советских литологов академий наук и вузов страны, так как в настоящее время в связи с расширением международных исследований осадочных формаций, особенно в морях и океа-

нах, изученных пока очень поверхностно, необходимо в глобальном масштабе исследовать как современные осадочные процессы, так и их эволюцию в геологическом прошлом. Конечная цель таких исследований — определение перспектив и ресурсов нефтегазоносных, рудоносных и угленосных осадочных комплексов различного возраста на континентах и в океанах путем выяснения условий их седиментации, палеогеографических реконструкций и т. д.

Координацию исследований советских литологов по МПОГ мог бы возглавить Межведомственный литологический комитет СССР, который считает эту программу весьма перспективной как с точки зрения совершенствования советской литологической науки, так и в отношении развития сырьевой базы осадочных полезных ископаемых.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21.VIII.1986

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

БУТУЗОВА Г. Ю. (ответственный секретарь), КАЛЕДА Г. А., КОССОВСКАЯ А. Г.,
КРАШЕНИННИКОВ Г. Ф., ЛИСИЦЫН А. П., МИХАЙЛОВ Б. М. (зам. главного редактора),
РОНОВ А. Б., СИДОРЕНКО Св. А., СОКОЛОВ А. С., ТЕНЯКОВ В. А.,
ТИМОФЕЕВ П. П., ХВОРОВА И. В. (зам. главного редактора),
ХОЛОДОВ В. Н. (главный редактор), ЩЕРБАКОВ А. В.

EDITORIAL BOARD:

BUTUZOVA G. Ju. (secretary in charge), KALEDA G. A., KOSSOVSKAJA A. G.,
KRASHENINNIKOV G. F., LISITZIN A. P., MICHAILOV B. M. (deputy chief editor),
RONOV A. B., SIDORENKO Sv. A., SOKOLOV A. S., TENJAKOV V. A., TIMOFEEV P. P.,
KHVOROVA I. V. (deputy chief editor), KHOLODOV V. N. (editor), SCHERBAKOV A. V.

Адрес редакции:

109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, ГИН АН СССР

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор Л. В. Кожина

Сдано в набор 29.01.87	Подписано к печати 09.03.87	Т-05537	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Усл. кр.-отт. 11,9 тыс.	Уч.-изд. л. 12,8
		Тираж 1035 экз.	Бум. л. 4,0
		Зак. 4032	

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука»,

103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6

Цена 1 р. 80 к.
Индекс 70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

готовятся к печати:

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАСПИЙСКОГО МОРЯ. [КАСПИЙСКОЕ МОРЕ].

20 л. 3 р.

В монографии рассмотрены структурно-геоморфологические особенности рельефа дна. Приведены новые данные о строении донных отложений и влияние геологической структуры дна на особенности их распределения. На основе геолого-географических материалов анализируется глубинное строение и строение верхней части осадочного чехла. Рассмотрено происхождение и история геологического развития впадины Каспийского моря. Изложены основные сведения по нефтегазоносности моря и даны перспективы поисков залежей нефти и газа.

Книга рассчитана на морских геологов, географов, геоморфологов, океанологов, литологов, палеогеографов, нефтяников, строителей.

ИСТОРИЯ ОЗЕР ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И РАННЕГО МЕЗОЗОЯ. [ИСТОРИЯ ОЗЕР СССР].

18 л. 3 р. 10 к.

В монографии обобщаются данные по распространению и развитию озерных бассейнов позднего палеозоя (карбон, пермь) и раннего мезозоя (триас). Освещаются геологические, литологические и палеонтологические критерии распознавания древних озерных отложений. Дается характеристика озерного осадконакопления и развития лимнических организмов. Приводятся сведения о полезных ископаемых, связанных с озерно-континентальной седиментацией. Представлены карты-схемы распространения озерных районов, а также геологические разрезы по отдельным древним озерным впадинам.

Издание предназначено для гидрологов, палеонтологов, геологов, палеогеографов, литологов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов «Книга—почтой» «Академкнига»:

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370001 Баку, Коммунистическая ул., 51; 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 142292 Пушкино, Московской обл., МР, «В», 1; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.