

КОНТРОЛЬНЫЙ

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

2

1980

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

2

МАРТ — АПРЕЛЬ

1980

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А.</i> Влияние вулканизма на современное осадкообразование в Тихом океане	3
<i>Беляева Н. В.</i> Положение фораминиферового лизоклина в разных зонах Тихого океана	11
<i>Штеренберг Л. Е., Александрова В. А., Васильева Т. Л., Воронин Б. И., Гусарева А. И., Дмитрик А. Л., Рычкова В. Б., Салынь А. Л., Степанова К. А., Степанов С. С.</i> Продукты вулканической деятельности в осадках станции 655 (северо-восточная часть Тихого океана)	17
<i>Цеховский Ю. Г., Киреев Ф. А.</i> О роли древних почв в формировании каолиновых толщ на Североонежском месторождении бокситов	33
<i>Патык-Кара Н. Г.</i> Россыпные формации и их значение для типизации металлоносных площадей	49
<i>Васильев В. А.</i> Литологические особенности вендских отложений Литвы	61
<i>Тихомиров В. И., Лосицкая И. Ф.</i> Накопление аутигенного кремнезема в среднефранско-турнейской карбонатной толще востока Русской платформы	69
<i>Полянский Б. В.</i> Угленосные формации Ирана и Афганистана	82
<i>Желинский В. М.</i> О катагенезе терригенных пород и метаморфизме углей Южной Якутии	99
<i>Катинас В.</i> «Янтарь» или «ископаемые смолы»?	115
<i>Трофимов В. С.</i> «Янтарь» или «ископаемые смолы»?	124

Краткие сообщения

<i>Петрова В. В., Воронин Б. И., Серебренникова Н. Д.</i> Особенности подводного изменения основного стекла в скважине 160 рейса «Гломар Челленджер»	133
<i>Березовская В. А., Ковалев Г. И.</i> Определение метagalлузитов в каолинах и каолинитовых глинах	142

Хроника

<i>Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Еремеев В. В.</i> XI Всесоюзное литологическое совещание «Литология на новом этапе развития геологических знаний»	151
<i>Михайлов Б. М.</i> Пятый симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (ИАГОД)	156

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

2

MARCH — APRIL

1980

CONTENTS

<i>Butuzova G. Yu., Lisitsina N. A.</i> Influence of volcanism on recent sedimentation in the Pacific Ocean	3
<i>Belyaeva N. V.</i> Position of the foraminiferal lysocline in various zones of the Pacific Ocean	11
<i>Shterenberg L. E., Aleksandrova V. A., Vasilieva G. L., Voronin B. I., Gusareva A. I., Dmitrik A. L., Rychkova V. B., Salyn' A. L., Stepanova K. A., Stepanov S. S.</i> Products of volcanic activity in sediments of Site 655 (North-eastern part of the Pacific Ocean)	17
<i>Tsekhovskiy Yu. G., Kireev F. A.</i> On the role of old soils in formation of kaoline series on the Severoonezhsk deposit of bauxites	33
<i>Patyk-Kara N. G.</i> Placer formation and their importance for typization of metalliferous areas	49
<i>Vasiliev V. A.</i> Lithological peculiarities of Vendian deposits of Lithuania	61
<i>Tikhomirov V. I., Lositskaya I. F.</i> Accumulation of authigenic silica in the Middle Frasnian-Tournaisian carbonate series of the east of the Russian platform	69
<i>Polyansky B. V.</i> Coal-bearing formations of Iran and Afghanistan	82
<i>Zhelinsky V. M.</i> On katagenesis of terrigenous rocks in metamorphism of coals of South Yakutia	99
<i>Katinas V.</i> «Amber» or «fossil resins»?	115
<i>Trofimov V. S.</i> «Amber» or «fossil resins»?	124

Brief communications

<i>Petrova V. V., Voronin B. I., Serebrennikova N. D.</i> Peculiarities of underwater alteration of basic glass in Site 160 of «Glomar Challenger» Leg	133
<i>Berezovskaya V. A., Kovalev G. I.</i> Determination of metahalloysite in kaolin and kaolinitic clays	142

Chronicles

<i>Timofeev P. P., Kholodov V. N., Ereemeev V. V.</i> XI All-Union Lithological Conference «Lithology at the new development stage of geological studies»	151
<i>Mikhailov B. M.</i> V Symposium of the International Association on Genesis of Ore Deposits (IAGOD).	156

УДК 552.313 : 551.35 (265/266)

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Г. Ю. БУТУЗОВА, Н. А. ЛИСИЦЫНА

Рассмотрены формы и масштабы воздействия разных типов вулканической деятельности на осадкообразование в Тихом океане. Показано, что разные типы вулканизма по-разному отражаются в минералого-геохимическом облике океанических осадков. Влияние эксплозивного андезитового вулканизма геосинклинальных зон проявляется в поставке в океан огромных масс пирокластического материала; роль эксгальтивной деятельности имеет подчиненное значение. Для базальтового вулканизма океанских платформ первостепенную роль играют растворенные вещества, поступающие в составе эксгальций и гидротерм, воздействие которых приводит к образованию металлоносных осадков; влияние пирокластики второстепенно и локально.

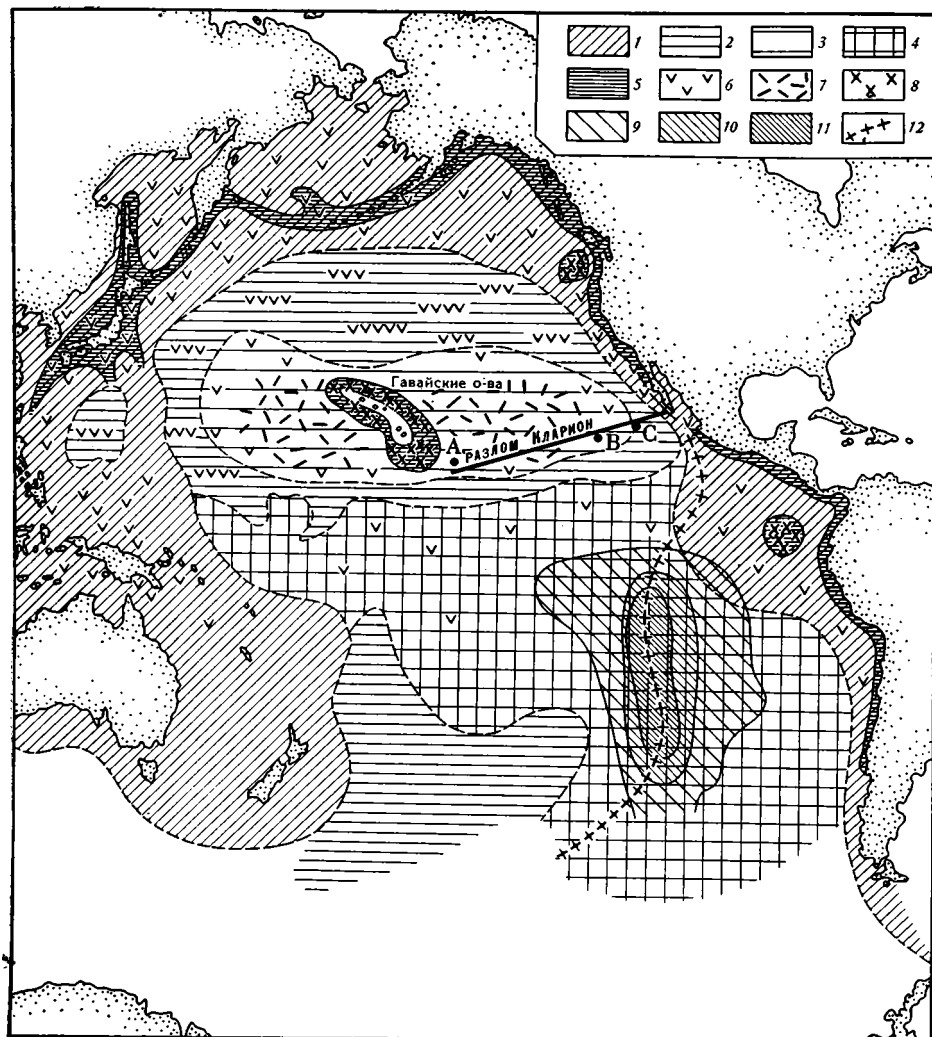
Влияние вулканизма на седиментацию в океанах — одна из кардинальных проблем океанского литогенеза, решение которой необходимо для выявления общих закономерностей формирования вещественного состава и геохимии океанских осадков. Для достоверной количественной оценки роли эндогенного источника в океанском осадконакоплении очень важно изучение конкретных признаков, форм и масштабов проявления разных типов вулканизма в конкретных геолого-тектонических обстановках.

Как известно, преобладающим типом вулканизма геосинклинальных зон островных дуг и континентальных окраин является андезитовый вулканизм. В пределах океанических платформ преобладает основной, базальтовый тип. Эти два типа отличаются не только по составу вулканических продуктов, но и по характеру и интенсивности проявлений, а также по масштабам и формам их влияния на океанскую седиментацию. Все разнообразие форм эндогенного материала, принимающего участие в формировании состава океанических осадков, можно подразделить на две основные модификации: рыхлые продукты извержений — пирокластику и продукты эксгальтивной деятельности.

В настоящей статье излагаются результаты проведенного нами изучения современной седиментации в северной части Тихого океана с привлечением литературных данных по другим областям океана.

Андезитовый вулканизм геосинклинальной зоны в пределах Тихоокеанского кольца наиболее интенсивно проявлен в Курило-Камчатской зоне, где насчитывается около 70 действующих вулканов. По данным Е. К. Мархинина (1966), около 94% вулканического материала этой зоны выбрасывается в виде пеплов.

В осадках северной части Тихого океана пепловый материал присутствует повсеместно и представлен главным образом вулканическими стеклами риолит-дацит-андезитового ряда, характер распределения его на площади показан на фиг. 1.



Фиг. 1. Схема распределения продуктов деятельности разных типов вулканизма в осадках Тихого океана

1 — прибрежные и гемипелагические осадки, 2 — глины переходного типа, 3 — красные глины глубоководных котловин, 4 — осадки пелагических областей выше критической глубины карбоната накопления, 5 — вулканокластические отложения, 6 — риолит-дацит-андезитовая пирокластика, 7 — цеолиты, 8 — базальтовая пирокластика, 9, 10, 11 — металлоносные осадки (9 — содержание Fe, Mn — 10–20%, 10–20 — 30%, 11 — >30%), 12 — ось Восточно-Тихоокеанского поднятия, А, В, С — места проявления эксгазий

В прибрежных и гемипелагических осадках пирокластика присутствует в виде постоянной и значительной примеси, маскируясь в массе вулканотерригенного материала, состоящего в основном из обломков андезитов и слагающих их минералов. Область распространения обильной вулканокластики на западе у берегов Японии имеет ширину до 900 км, а на востоке, вблизи побережья Мексики, порядка 300 км.

В глинах переходного типа пеплы образуют отдельные выдержанные прослои мощностью от 1 до 25 см и составляют в среднем, согласно подсчетам М. А. Репечки (1971), 4–5% осадка. Общее количество пирокластического материала естественно выше, поскольку не учтено содержание рассеянной и тонкодисперсной пирокластики.

В пелагических красных глинах глубоководных котловин пепловые частицы более или менее равномерно рассеяны в толще ила. Они составляют от 20 до 50% алевритовой фракции, т. е. примерно первые проценты в пересчете на осадок. Во внутренних частях котловин содержание алевритовой пирокластики сокращается до минимума, и вулканическое стекло присутствует преимущественно в тонкодисперсной фазе, количественное содержание которой не подсчитано из-за методических трудностей. Необходимо также учитывать, что тонкодисперсный пирокластический материал является одним из основных источников для диагенетического образования цеолитов, а также аутигенного монтмориллонита, широко представленных в осадках пелагической зоны океана с минимальными скоростями седиментации. Эта форма влияния сказывается не непосредственно на стадии седиментации, а связана с диагенетическим изменением осадка.

Влияние вулканизма андезитовой зоны на геохимию отчетливо проявлено лишь в прибрежных вулкано-терригенных отложениях и выражено в их неравномерном обогащении железом, титаном, хромом и другими малоподвижными элементами, входящими в состав тяжелых минералов андезитовых пород.

Повсеместное присутствие андезитовой пирокластики практически не влияет на химический состав океанических осадков главным образом в связи с тем, что средний химический состав андезитов, по данным А. П. Лисицына (1978), крайне близок к среднему составу пелагических отложений океана.

Помимо влияния рыхлых продуктов деятельности вулканов андезитовой зоны на химический и минеральный состав океанических осадков важна оценка роли поствулканической газовой-гидротермальной деятельности в современной геосинклинальной зоне океана.

Для выявления возможного влияния эксгальтативного привноса элементов, как известно, используется метод генетических модулей. Н. М. Страховым (1974) предложен железо-марганцево-титановый модуль, представляющий собой отношение суммы железа и марганца к титану. Генетический смысл его состоит в том, что титан в осадках, как известно, является терригенным компонентом, а железо и марганец могут быть как терригенными, так и эксгальтативными. На основании большого статистического материала было показано, что при отсутствии эксгальтативно привнесенных железа и марганца величина модуля для разных типов осадков, как правило, укладывается в пределы 10—20. Повышенные и высокие значения модуля обычно свидетельствуют об активных проявлениях эксгальтативного источника вещества.

Изучение вулканокластических отложений и осадков, обогащенных пирокластикой, показало, что поствулканическая деятельность вулканов андезитовой зоны практически не влияет на химический состав осадков, не повышает их модуля главным образом потому, что эксгальтативный материал поступает, как правило, в огромный океанский резервуар и там обезличивается, становится неуловимым, смешиваясь с массой терригенного, биогенного и пирокластического материала. Лишь в некоторых весьма специфических условиях, при наличии геоморфологических ловушек, эксгальтативный материал фиксируется в осадках в непосредственной близости от вулканического очага. Один из примеров проявления эксгальтативной деятельности в геосинклинальной зоне Тихого океана — деятельность вулкана Бану-Вуху в группе островов архипелага Сангихе (Индонезия), изученного К. К. Зеленовым (1972). Под влиянием газовой-гидротермальной деятельности в этом районе образуются рудные осадки, состоящие в основном из гидроокислов железа и марганца, которые содержат повышенные количества фосфора и некоторых малых элементов. Аналогичный процесс поступления железа и марганца в составе углекисло-сероводородных гидротерм отмечен Дж. Фергюсоном

и И. Ламбертом в зал. Матупи на о. Новая Британия близ Новой Гвинеи (Ferguson, Lambert, 1972).

Таким образом, влияние андезитового вулканизма современной геосинклинальной зоны океана проявляется прежде всего в присутствии риолит-дацит-андезитовой пирокластики на широких площадях океанического дна, а также в развитии аутигенных силикатов в пелагических областях с минимальными скоростями седиментации.

Значительно слабее этот тип вулканизма влияет на геохимию океанских осадков — рыхлые продукты андезитового вулканизма оказывают влияние на химический состав осадков лишь в неширокой, прибрежной полосе в виде пятнистого неравномерного обогащения этих отложений некоторыми малоподвижными химическими элементами.

Экспаллятивные проявления андезитового вулканизма существенно влияют на седиментацию только в специфических условиях — при наличии геоморфологических ловушек, но даже в таких условиях влияние это весьма локально.

В отличие от геосинклинального андезитового вулканизма обрамления океана **базальтовый вулканизм** океанских платформ, как известно, характеризуется малым коэффициентом эксплозивности. Объем пирокластического материала не превышает 3—7% общего объема лавы.

Характерный пример надводных проявлений океанского базальтового вулканизма — изученная нами Гавайская вулканическая зона, расположенная в центральной части пелагической области океана. Все разновидности пригавайских осадков заметно обогащены вулканотерригенным и пепловым материалом. В составе вулканотерригенных обломков присутствуют свежие и в разной степени выветрелые базальты, а также отдельные слагающие их минералы — пироксены, оливин, иддингсит, магнетит, ильменит, палагонит. Пепловый материал представлен свежими, неизмененными стеклами основного состава, зеленого и бурого цвета. Граница распространения вулканокластического и пеплового материала максимально удалена от Гавайев на 500—700 км.

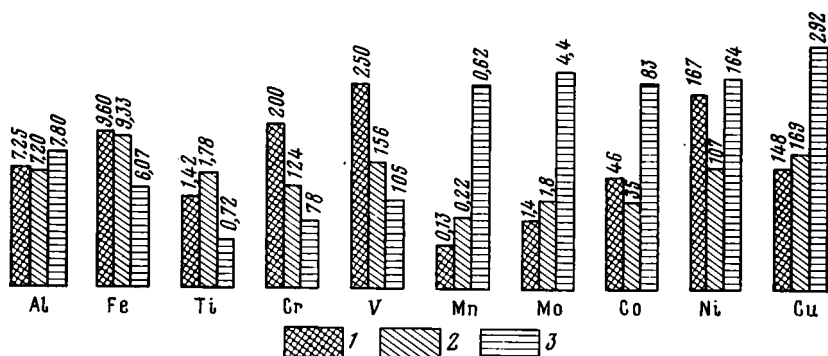
В районе Галапагосских островов, где также имеют место проявления надводного базальтового вулканизма, примесь основного стекла, по данным Ф. Боулса и др., фиксируется на расстоянии 150—200 км от островов (Bowels et al., 1973). Локальность распространения рассеянного пеплового базальтового материала отмечается также К. Шейдеггером (Scheidegger, 1973) близ хр. Хуан-де-Фука в северо-восточной части Тихого океана, где граница распространения пепла не превышает 300—500 км. Особенности распространения основных пеплов показаны на фиг. 1.

Таким образом, влияние надводного базальтового вулканизма на минералогический состав осадков локально и выражается в их обогащении вулканотерригенным и пепловым материалом, которое ощущается, как правило, лишь на небольших расстояниях от вулканического очага, что и естественно при малом коэффициенте эксплозивности базальтового вулканизма.

Для выяснения влияния Гавайского вулканизма на геохимию донных отложений было изучено распределение целого ряда элементов в осадках пригавайской зоны. Эти данные представлены на фиг. 2, где они сопоставлены со средними содержаниями элементов в окружающих красных глинах, а также в базальтах Гавайских островов. На диаграмме видно, что ряд геохимически малоподвижных элементов, таких, как железо, титан, хром, ванадий, в разной степени обогащают пригавайские осадки. Концентрации их заметно уменьшаются в красных глинах сопредельных пелагических впадин. Так, среднее содержание железа, а также хрома и ванадия, примерно в 1,5 раза выше, чем в красных глинах. Обогащение титаном еще выше, его содержание в 2,5 раза больше, чем в красных глинах. Геохимически подвижные элементы, напротив,

присутствуют в пригавайских осадках в значительно меньших количествах, чем в красных глинах. Так, содержание марганца вблизи Гавайских островов почти в 3 раза, молибдена и кобальта в 2,5 раза, меди почти в 2 раза ниже, чем в красных глинах.

Важно отметить, что величины железо-марганцево-титанового модуля для всех типов пригавайских осадков крайне низкие (от 4,5 до 6), что наряду с характером распределения химических элементов свидетельствует об отсутствии влияния эксгальтативного материала на их формирование. Геохимические особенности этих отложений контролируются процессами переотложения гавайских базальтов и продуктов их выветривания. Именно поэтому пригавайские илы обогащены малоподвижными в гипергенезе элементами, такими, как титан, железо, хром и др. Геохимически подвижные элементы — марганец, кобальт, никель, медь,



Фиг. 2. Сопоставление содержаний химических элементов в базальтах (1), пригавайских осадках (2) и пелагических красных глинах (3)

молибден, напротив, интенсивно выносятся при выветривании и накапливаются в пелагических красных глинах за пределами гавайской зоны.

Таким образом, воздействие надводного базальтового вулканизма Гавайской зоны на осадкообразование незначительно, локально и проявляется в обогащении пригавайских отложений вулканогенным и пепловым материалом, а также в повышенных концентрациях ряда малоподвижных элементов за счет переотложения островных базальтов и продуктов их выветривания.

Значительно более масштабна и разнообразна роль подводного базальтового вулканизма в океаническом осадкообразовании. Особенно интенсивно влияние этого типа вулканизма проявляется в тектонически активной юго-восточной части Тихого океана в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия и прилегающих к нему участках дна. В этих местах, как известно, широко развиты так называемые металлоносные осадки, формирование которых в значительной степени контролируется глубинными магматическими процессами.

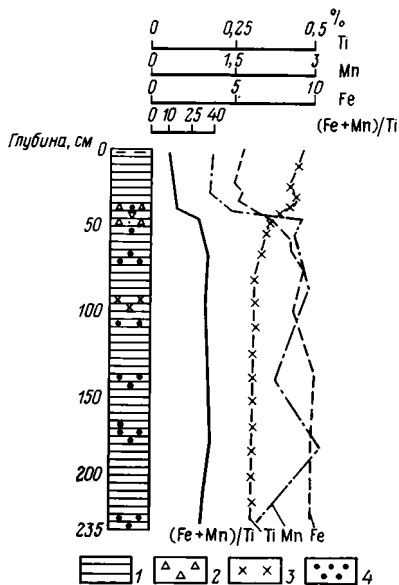
В недавно вышедшей коллективной монографии сотрудников Института океанологии «Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана» (1979) подробно рассмотрены вопросы состава, распределения и генезиса этих образований, поэтому мы коснемся лишь самых общих аспектов влияния вулканизма этого типа на осадкообразование в Тихом океане.

Металлоносные осадки характеризуются высокими содержаниями железа (обычно более 10% в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал), высокими содержаниями марганца и целого ряда микроэлементов. Они образуют слои мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров, а также отдельные, изолированные друг от друга линзы. Согласно данным А. П. Лисицына (1978), общая площадь

развития металлоносных осадков в Тихом океане составляет более 10 млн. км².

Основными минеральными компонентами рудной части металлоносных осадков являются аморфные гидроокислы железа, гетит, железомарганцевые микроконкреции и ферримонтмориллонит, типичный и для других эксгальтационно-осадочных образований. Главной геохимической особенностью металлоносных осадков является присутствие в их составе эксгальтационной составляющей для большинства изученных элементов, причем для главных компонентов — железа и марганца доля их эксгальтационной части составляет более 80%.

Как показали исследования последних лет, активные срединные хребты не единственные районы формирования и распространения металлоносных осадков. Они обнаружены в ряде мест вне системы активных



Фиг. 3. Распределение Fe, Mn, Ti и $(Fe+Mn)/Ti$ в разрезе ст. 655

1 — глинистый ил; 2 — барит; 3 — гипс, 4 — Fe—Mn-микростяжения

хребтов и связаны, как правило, с зонами трансформных разломов. Характерным примером таких разломов является субширотный разлом Кларирон, расположенный в северо-восточной части Тихого океана, в зоне повышенной сейсмичности и высоких значений теплового потока. Вблизи этого разлома в ряде точек различными исследователями обнаружены и изучены осадки, существенно отличные по составу и геохимическим особенностям от окружающих их терригенных пелагических илов. На фиг. 1 показано положение точек, в которых найдены такого рода осадки. Осадки, развитые в точке А, описаны в работе японских исследователей С. Аоки, Н. Кохиямо и Т. Судо в 1974 г. (Aoki et al., 1974), в 1977 г. опубликована работа Дж. Бишоффа и Р. Розенбауэра, где приведены результаты исследования осадков, развитых в точке Б (Bischoff, Rosenbauer, 1977), при этом показано, что общий минеральный состав и содержание основных рудообразующих компонентов мало отличаются от металлонос-

ных осадков юго-восточной части Тихого океана. Нами были детально изучены осадки на ст. 655 (точка С) в 800 км от побережья Мексики. В толще окисленных красновато-коричневых глинистых и алевролитистоглинистых илов, начиная с глубины 35 см обнаружен необычный для нормальных океанических осадков парагенез аутигенных минералов — барит, гипс, гидроокислы железа и марганца в виде микростяжений, сгустков и дендритовидных выделений, а также специфический железистый монтмориллонит, широко развитый в металлоносных осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия и аналогичный смектиту, описанному С. Аоки, Н. Кохиямо и Т. Судо в точке А. Этот минерал имеет характерную удлинненную планковидную форму частиц и обнаруживает сходство с широко развитыми аутигенными смектитами в рудоносных осадках Красного моря (Бутузова и др., 1979). Он может рассматриваться как индикатор гидротермального генезиса. Необычный парагенез аутигенных минералов в разрезе ст. 655 сочетается с повышенным содержанием в осадках железа, марганца и ряда микроэлементов. Средние содержания химических элементов в верхней и нижней толще осадков приведены в таблице. Для сравнения в таблицу включены цифры средних со-

Сравнение средних содержаний химических элементов в осадках ст. 655, глинах переходного типа и пелагических красных глинах

Элемент	Пелагические глины Тихого океана (по Н. М. Страхову), 1976	Глина переходного типа (по Н. М. Страхову и др.), 1973	Осадки ст. 655		Степень обогащения нижней толщи
			верхняя толща	нижняя толща	
Fe	5,87	4,56	5,41	8,58	1,9
Mn	0,75	0,25	1,15	2,41	9,6
Mo	18	2,9	9,36	29,9	10
Ni	211	73	182	375	5
As	14	6,5	11,5	34,3	5,3
Cu	323	126	252	432	3,4
Zn	200	80	181	266	3,3
Pb	50	21	41	65	3
Ba	0,81	—	0,96	1,39	—
Ti	0,46	0,36	0,44	0,35	—
Cr	78	59	43	22	—
Zr	251	235	250	215	—
Ge	2,0	1,7	1,1	1,1	—
Al	7,73	7,25	7,07	6,15	—

Fe, Mn, Al, Ti, Ba — %, остальное — 10⁻⁴%.

держаний элементов в осадках того же литолого-фациального типа, но расположенных вне зоны влияния вулканизма, а также средние содержания элементов в глубоководных красных глинах. Средние содержания железа в осадках ст. 655, начиная с глубины 35 см, примерно в 2 раза, а марганца в 10 раз, выше средних содержаний этих элементов в литологически сходных осадках. Здесь имеет место максимальное концентрирование микроэлементов — молибдена примерно в 10 раз, никеля и мышьяка в 5, меди и цинка в 3,5, свинца в 3 раза. Величина железо-марганцево-титанового модуля в осадках ст. 655 ниже глубины 35 см составляет 29—39, тогда как его значения в разных типах осадков сопредельных областей колеблются в пределах от 5 до 15. Распределение железа, марганца, титана и величины железо-марганцево-титанового модуля по колонке осадков показано на фиг. 3, на которой отчетливо видно, что, начиная с глубины примерно 35 см, заметно увеличиваются содержания железа, марганца, а также значения модуля, содержание титана падает.

Повышенные величины железо-марганцево-титанового модуля, отчетливая обогащенность осадков железом, марганцем и рядом микроэлементов в сочетании с развитием в них такого характерного для вулканически активных зон минерала, как барит, присутствием специфического вулканогенного ферримонтмориллонита и гипса убедительно свидетельствуют об активном влиянии в этом районе эксгальтативного источника вещества.

Восточнее ст. 655 отмечено еще несколько точек, в которых осадки обогащены железом, марганцем и рядом микроэлементов.

Подводя итоги всему сказанному следует еще раз подчеркнуть, что разные типы вулканической деятельности по-разному отражаются в минералого-геохимическом облике океанических осадков.

Влияние эксплозивного вулканизма геосинклинальных зон проявляется прежде всего в поставке в океан огромных масс пирокластического материала риолит-дацит-андезитового состава, присутствие которого наблюдается на широких площадях вне всякой связи с геотектонической структурой и геоморфологическими особенностями океанического дна. Присутствие этого материала практически не меняет средний химический состав океанических осадков.

Влияние эксгальтативной поставки вещества в областях современных

геосинклиналей имеет локальное значение и в значительной степени зависит от конкретной геоморфологической обстановки.

Для вулканизма океанских платформ, напротив, первостепенную роль играют растворенные вещества, поступающие в составе эксгаляций и гидротерм, под влиянием которых формируется особый тип океанических образований — металлоносные осадки.

Влияние рыхлых продуктов базальтового вулканизма локально и ограничивается осадками, расположенными в непосредственной близости от вулканического очага.

В заключение следует отметить, что в целом вулканогенный материал играет подчиненную роль при формировании донных отложений Тихого океана, однако на отдельных площадях он является основным компонентом осадков, это прежде всего относится к юго-восточной тектонически активной части Тихого океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II (Красное море).— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1.
- Зеленов К. К. Вулканы как источники рудообразующих компонентов осадочных толщ. М., «Наука», 1972.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
- Мархинин Е. К. Роль вулканических продуктов в формировании земной коры.— В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966.
- Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана (сб. статей), М., «Наука», 1979.
- Репечка М. А. Влияние пирокластического материала на осадконакопление в Японском море и северо-западной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 4.
- Страхов Н. М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза.— Тр. ГИН АН СССР, 1976, вып. 292.
- Страхов Н. М., Волков И. И., Лисицына Н. А. К познанию механизма распределения элементов в Тихом океане (Японский профиль).— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 3.
- Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from the northeastern Pacific.— Deep-Sea Res. 1974, v. 21, No. 10.
- Bischoff J., Rosenbauer R. Recent metalliferous sediment in the North Pacific manganese nodule area.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 33.
- Bowels F., Jack K., Carmichael J. Investigation of deep-sea volcanic-ash layers from Equatorial Pacific cores.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84.
- Ferguson J., Lambert I. Volcanic exhalations and metall enrichments in Matupi Harbor, New Britain.— Econ. Geol. 1972, v. 67.
- Scheidegger K. Volcanic ash layers in deep-sea sediments and their petrological significance.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, No. 2.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
20.IX.1979

УДК 551.352(265/266)

ПОЛОЖЕНИЕ ФОРАМИНИФЕРОВОГО ЛИЗОКЛИНА В РАЗНЫХ ЗОНАХ ТИХОГО ОКЕАНА

Н. В. БЕЛЯЕВА

Проведено картирование положения уровня фораминиферового лизоклина в Тихом океане. Установлена значительная изменчивость его батиметрического положения, связанная с изменениями продуктивности планктонных фораминифер и насыщения вод кальцитом.

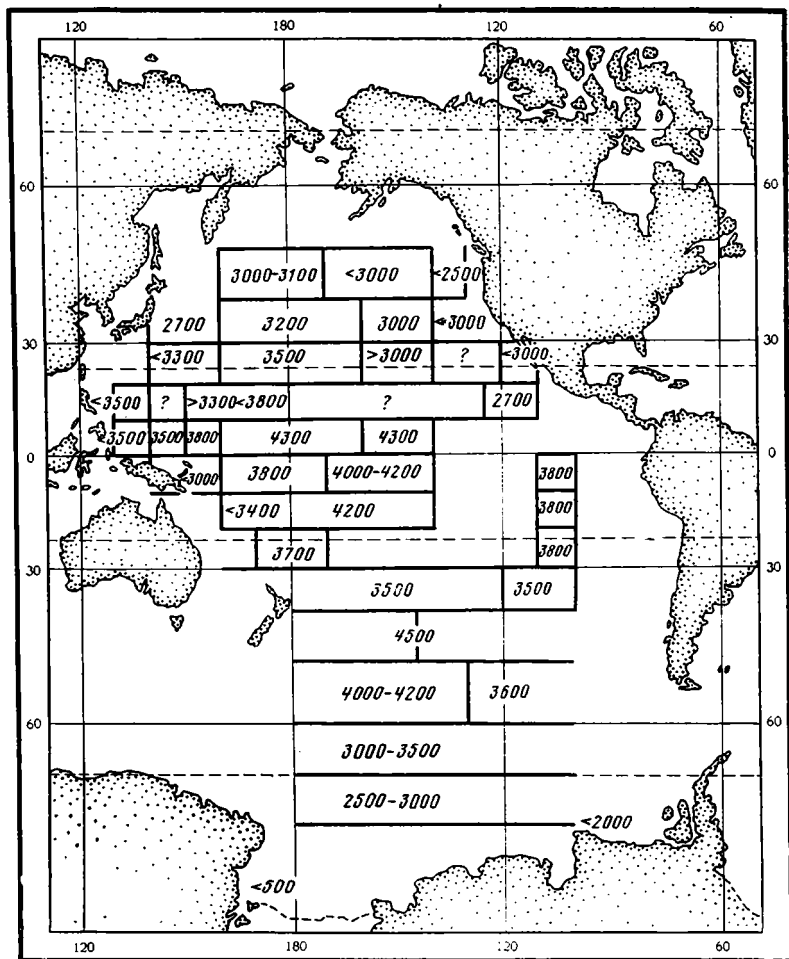
Около половины океанского дна покрыто карбонатными илами, а другая, более глубоководная часть, занята осадками, содержание CaCO_3 в которых составляет менее 10%. Такое распределение связано с растворением CaCO_3 на дне в открытых частях океана. Граница между карбонатными и бескарбонатными (менее 10% CaCO_3) осадками, представляющими различные фациальные обстановки, обусловлена возрастанием скорости растворения карбонатов. Она названа критической глубиной распространения карбоната кальция (Безруков, 1962).

Глубоководные карбонатные осадки состоят из целых раковин планктонных фораминифер и их фрагментов, кокколитов и птеропод. Особенности распространения названных групп находят свое отражение в распространении и составе осадков и очень важны для понимания процессов накопления и растворения CaCO_3 .

Особенности количественного распределения раковин планктонных фораминифер на разных участках дна позволяют говорить о существовании глубинного уровня, на котором происходят резкие изменения численности и видового состава планктонных фораминифер, связанные с растворением карбонатных раковин на дне. Для этого уровня мы принимаем термин «фораминиферовый лизоклин», предложенный В. Бергером (Berger, 1968). Введенный нами ранее термин для обозначения резкого изменения численности планктонных фораминифер — «критическая глубина распространения планктонных фораминифер» (Беляева, 1966) представляется нам менее удачным.

Исследования в Тихом и Индийском океанах (Беляева, 1964, 1969, 1979; Berger, 1970) показали, что на уровне фораминиферового лизоклина резко уменьшается общая численность и численность отдельных видов, сокращается число видов, среди которых начинают преобладать не виды, наиболее распространенные в биоценозе, а виды, наиболее устойчивые к растворению. К этому уровню приурочено изменение численности и соотношений форм разной размерности (в танатоценозе преобладают крупные раковины взрослых особей, более устойчивые к растворению) и форм разного морфологического облика. Отмеченные изменения сопровождаются изменением соотношений целых раковин и их фрагментов.

Выше уровня фораминиферового лизоклина в осадке преобладают целые раковины планктонных фораминифер. Начинаясь на этом уровне, растворение карбонатов приводит к коррозии раковин и распаду



Фиг. 1. Положение фораминиферового лизоклина на дне Тихого океана

их на отдельные фрагменты, содержание которых увеличивается с глубиной (одновременно отмечается уменьшение размеров этих фрагментов). В зоне между фораминиферовым и карбонатным лизоклином¹ фрагменты раковин составляют основную часть осадка и определяют его высокую карбонатность. Глубже карбонатного лизоклина целые раковины единичны, количество обломков также уменьшается, что сказывается в резком изменении карбонатности.

Изменения комплекса планктонных фораминифер были прослежены нами на большом фактическом материале и использованы при картировании положения фораминиферового лизоклина на дне Тихого океана в широтных зонах — севернее 40°, 40—30°, 30—20°, 20—10°, 10—0° (в северном полушарии) и 0—10°, 10—20°, 20—30°, 30—40°, 40—50°, 50—60°, южнее 60° (в южном полушарии) (фиг. 1).

¹ Понятие «карбонатный лизоклин» было введено В. Колла, А. Бе и П. Бискайя (Kolla et al., 1976). Это уровень резкого уменьшения содержания CaCO_3 в осадке, располагающийся между фораминиферовым лизоклином и критической глубиной карбоната кальция. Картирование этого уровня было проведено названными авторами для северной части Индийского океана и использовано нами при характеристике зон, выделенных между фораминиферовым и карбонатным лизоклином и между карбонатным лизоклином и критической глубиной карбоната кальция в северо-западной части Индийского океана (Беляева, 1979).

Глубина фораминиферового лизоклина на меридиональном разрезе по 180° изменяется от 4300 м в зоне между экватором и 10° с. ш. до 3000 м в области высоких широт северного полушария. В южном полушарии отмеченная тенденция изменения уровня лизоклина от низких широт к высоким сохраняется. Глубина фораминиферового лизоклина изменяется от 4000—4200 м у экватора до 2500—3000 м к югу от 60° ю. ш. Наиболее мелководное положение лизоклина — на глубине 500 м — отмечено в море Росса. Однако в южном полушарии между 40 и 50° уровень лизоклина спускается на глубину 4500 м, а в зоне между 50 и 60° находится на глубине 4000—4200 м к западу от 130° з. д. и на глубине 3600 м — к востоку от 130° з. д. Положение фораминиферового лизоклина изменяется и внутри широтных зон. По мере удаления от берегов континентов к центральным частям зоны он занимает все более глубоководное положение.

Отмеченные изменения в положении фораминиферового лизоклина на дне океана связаны и продуктивностью планктонных фораминифер в водах океана и условиями накопления их на дне. Продуктивность планктонных фораминифер увеличивается в направлении от высоких широт к низким, соответственно увеличивается количество раковин, поступающих в осадок. Накопление раковин планктонных фораминифер на дне зависит от насыщения вод кальцитом.

Степень насыщения вод кальцитом определяется отношением

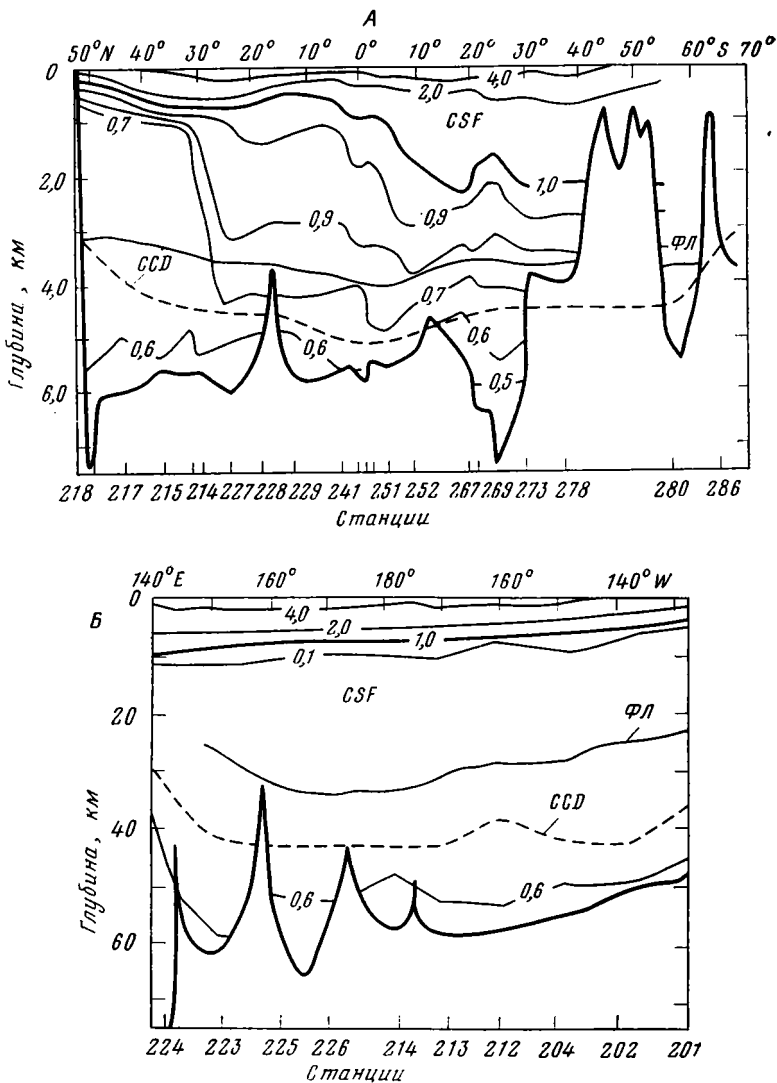
$$(Ca^{++}) (CO_3^{--}) / K_{sp},$$

где K_{sp}' — равновесная растворимость кальцита. В случае, когда это отношение больше 1, воды пересыщены кальцитом, и наоборот, в водах, недосыщенных кальцитом, отношение меньше 1. Растворение карбонатов начинается при отношении, равном 1. Профили насыщенности вод Тихого океана приведены на фиг. 2.

На меридиональном профиле через Тихий океан уровень насыщения вод кальцитом ($GSF=1$) проходит на глубине 200 м на северном окончании профиля и спускается на глубину 2200 м на 56° ю. ш. Мощность зоны, насыщенной кальцитом, изменяется при этом от 200 до 2200 м. С изменением положения уровня насыщения и мощности зоны, насыщенной кальцитом, изменяется и положение фораминиферового лизоклина на дне океана.

В зоне к северу от 40° с. ш., где насыщены кальцитом только поверхностные воды (0—200 м), на дне, начиная с глубин 200 м, идет растворение карбонатного материала. Близкая картина сохраняется и в зоне между 40 и 30° с. ш. Низкая насыщенность вод кальцитом связана с вторжением субарктических водных масс с высоким содержанием CO_2 (~2,35 мМ/кг). С увеличением продуктивности и насыщенности вод к югу от 30° с. ш., а в особенности к югу от 20° с. ш., связано глубоководное положение лизоклина между 20° с. ш. и 20° ю. ш.

Глубокое положение уровня фораминиферового лизоклина в зоне между 40 и 60° ю. ш. связано с увеличением мощности зоны, насыщенной кальцитом, — до 2200 м (Takahashi, 1975) и 3000 м (Ляхин, 1968), а также близостью изолинии 100%-ного насыщения к дну. Немаловажную роль в изменении насыщенности вод кальцитом и сопутствующем изменении положения лизоклина играет изменение циркуляции вод в районе Южно-Тихоокеанского поднятия, которое является естественным барьером для проникновения антарктических глубинных вод на севере. Различия в положении лизоклина в зоне между 50 и 60° ю. ш. к западу и востоку от 130° з. д., более мелководное положение лизоклина в восточной части, связаны с характером подводного рельефа, определяющим проникновение антарктических вод в восточной части зоны далее на север.

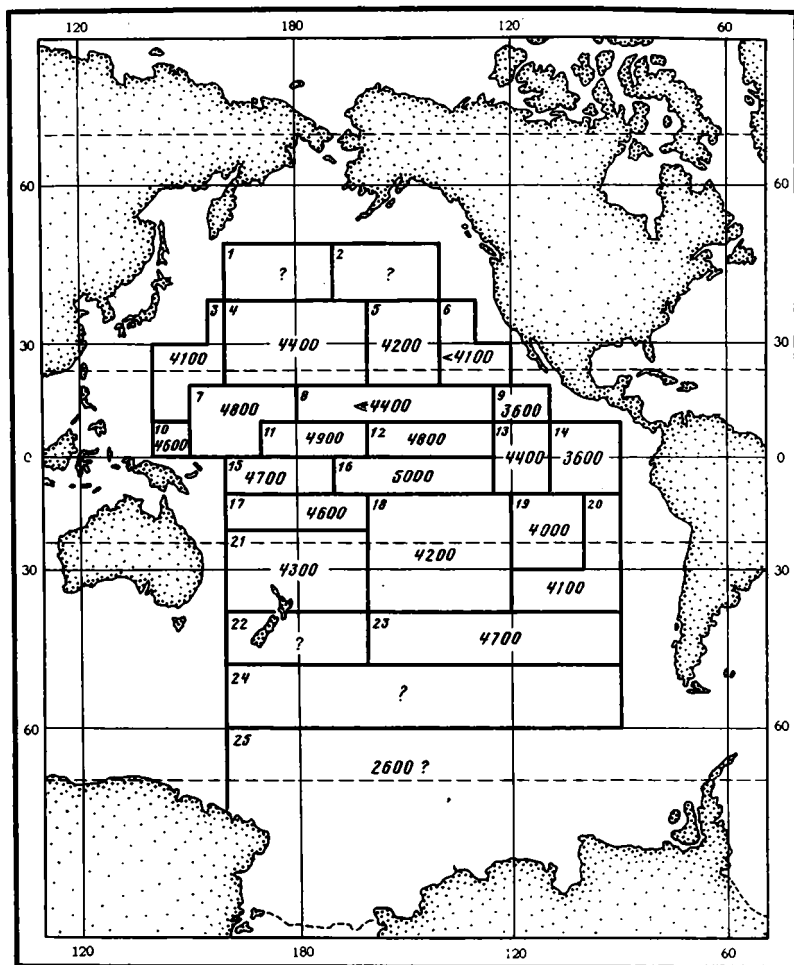


Фиг. 2. Насыщенность вод кальцитом на разрезах в Тихом океане: А — по 180° в. д., Б — по 35° с. ш. (Takahashi, 1975). Цифры — единицы фактора насыщения (1 ед. CSF = 100% насыщения кальцитом). CCD — критическая глубина карбоната кальция, ФЛ — фораминиферовый лизоклин

К югу от 60° ю. ш. влияние антарктических вод становится значительным, особенно в восточной части океана, где нет препятствий для их распространения. В западной части зоны на северном склоне Южно-Тихоокеанского поднятия отмечено наиболее глубоководное для зоны положение лизоклина — до 3500 м. На южном склоне поднятия и далее к югу уровень лизоклина поднимается на меньшие глубины.

Изменения положения уровня фораминиферового лизоклина внутри широтных зон, его более мелководное положение по мере приближения к берегам континентов связано с изменением насыщенности вод из-за повышенного содержания $C_{орг}$ и CO_2 на периферии океана.

Отмеченные изменения уровня фораминиферового лизоклина по мере продвижения от высоких широт к низким, а также указанные нами аномалии в его положении и изменения внутри широтных зон хорошо увязываются с данными по распределению карбоната кальция на дне



Фиг. 3. Положение критической глубины карбоната кальция на дне Тихого океана (Berger et al., 1976)

Тихого океана и с изменениями положения критической глубины карбоната кальция (уровень 10%-ного содержания CaCO_3) в отдельных его частях (Berger et al., 1976) (фиг. 3). Названные уровни — фораминиферовый лизоклин и критическая глубина — проходят на разных глубинах. Уровень фораминиферового лизоклина, выделяемый по изменениям в комплексе планктонных фораминифер, занимает более мелководное положение. Уровень критической глубины карбоната кальция приурочен к большим глубинам. Между этими уровнями располагается зона, которая характеризуется низкой численностью планктонных фораминифер, но высокими содержаниями CaCO_3 , достигающими 70%. Высокие содержания CaCO_3 ниже фораминиферового лизоклина связаны с фрагментами раковин фораминифер, подвергшихся растворению, и кокколитами, устойчивость к растворению некоторых видов которых выше, чем у планктонных фораминифер.

Величина зоны между фораминиферовым лизоклином и критической глубиной варьирует в значительных пределах от 0 до 1000—1200 м в разных районах океана и также связана с насыщенностью вод кальцием, продуктивностью планктонных фораминифер и кокколитофорид, а также с особенностями химического, минерального состава раковин и их морфологии, определяющими различную устойчивость раковин к

растворению. Иными словами, соотношение скоростей поступления и накопления биогенного карбонатного материала определяет положение лизоклина и критической глубины и величину зоны между ними, и изменчивость их в пространстве.

Уровень фораминиферового лизоклина на соответствующих широтах в открытых частях Атлантического океана занимает более глубоководное положение, нежели в Тихом океане. Это объясняет более широкое распространение планктонных фораминифер на дне Атлантического океана. На большей площади дна Атлантического океана планктонные фораминиферы встречены в значительных количествах до глубины 4000—4500 м, а уровень фораминиферового лизоклина даже в зоне между 60 и 50° с. ш. приурочен к глубине 4200 м и спускается до 5000—5500 м в экваториальной зоне. Основной причиной более глубоководного положения лизоклина является большая насыщенность вод Атлантического океана кальцитом. По данным Т. Такахаши (Takahashi, 1975), в западной Атлантике между 50° с. ш. и 30° ю. ш. воды, насыщенные кальцитом, занимают верхнюю толщу мощностью 3800 м. На 35° ю. ш. уровень насыщения поднимается на глубину 3500 м, а на 60° ю. ш. — на глубину 2800 м. В восточной Атлантике уровень насыщения ($CSF=1$) находится на глубине 3500—4000 м между 30° с. ш. и 35° ю. ш. и поднимается до 2500 м на 60° ю. ш.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. — Тр. Океанограф. комиссии, 1962, т. 10, вып. 3.
- Беляева Н. В. Распределение планктонных фораминифер в водах и на дне Индийского океана. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1964, вып. 68.
- Беляева Н. В. Климатическая и вертикальная зональность распределения планктонных фораминифер в осадках Тихого океана. — Второй международный океанографический конгресс. Тез. докл. М., «Наука», 1966.
- Беляева Н. В. Планктонные фораминиферы в поверхностном слое осадков Тихого океана. — В кн.: Тихий океан. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М., «Наука», 1969.
- Беляева Н. В. Влияние растворимости на формирование тропического танатоценоза планктонных фораминифер в северо-западной части Индийского океана. — Вopr. микропалеонтологии, 1979, вып. 22.
- Ляхин Ю. И. Насыщенность карбонатом кальция вод Тихого океана. — Океанология, 1968, вып. 1.
- Berger W. H. Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. — Deep-Sea Res., 1968, v. 15.
- Berger W. H. Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. — Mar. Geol., 1970, v. 8, No. 2.
- Berger W. H., Adelseck C. G., Mayer L. A. Distribution of Carbonate in Surface Sediments of the Pacific Ocean. J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No. 15.
- Kolla V., A. W. H. Be, Biscaye P. E. Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian ocean. — J. Geoph. Res., 1976, v. 81, No. 15.
- Takahashi T. Carbonate chemistry of sea water and the calcite compensation depth in the oceans. — Cushman Found. Foraminiferal Res., Sp. Publ., 1975, No. 13.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
9.X.1979

УДК 552.313 : 551.35 (265/266)

**ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
В ОСАДКАХ СТАНЦИИ 655**

(северо-восточная часть Тихого океана)

**Л. Е. ШТЕРЕНБЕРГ, В. А. АЛЕКСАНДРОВА, Г. Л. ВАСИЛЬЕВА,
Б. И. ВОРОНИН, А. И. ГУСАРЕВА, А. Л. ДМИТРИК, В. Б. РЫЧКОВА,
А. Л. САЛЫНЬ, К. А. СТЕПАНОВА, С. С. СТЕПАНОВ**

В разрезе станции 655 (северо-восточная часть Тихого океана) наряду с явно преобладающим осадочным материалом установлены продукты вулканической деятельности, механическим путем перемешанные из разломной зоны Кларион.

За последние 10—15 лет в значительной степени расширились представления об особенностях формирования океанских Fe-Mn-руд. Сейчас можно считать вполне доказанным, что в океанах имеются генетически различные Fe-Mn-образования, получающие для своего построения макро- и микроэлементы из различных источников (Страхов, 1974, 1976_{1,2}; Стопап, 1977, и др.). Важное место среди них занимают Fe-Mn-конкреции, корки и металлоносные осадки, формирование которых связано с подводными гидротермальными процессами. Продукты гидротермальной деятельности к настоящему времени обнаруживаются весьма широко. Они известны в осевых частях активных поднятий, на их флангах и даже на океанском ложе. Им посвящена весьма большая, все время пополняемая литература (Скорнякова, 1964; Bonatti, 1966, 1978; Bonatti, Joensuu, 1966; Bonatti et al., 1976; Bostrom, Peterson, 1966, 1969; Bostrom, 1970; Corliss, 1971; Corliss et al., 1978; Piper, 1973; Piper et al., 1975; Лисицын, 1978, и др.).

Хотя поток информации, посвященных Fe-Mn-рудам, остается обильным, все же до сего времени ряд вопросов, связанных с участием вулканических процессов в океанском рудообразовании, остается не решенным. Так, например, нет полных данных о размещении вулканических очагов на океанском дне, не ясна общая картина поступления и разноса из них газоводных растворов, не полностью решен вопрос о формах гидротермальных проявлений и о роли каждой из них в образовании Fe-Mn-руд и других аутигенных образований среди осадков, накапливающихся на дне водоемов и др.

В этой связи определенный интерес, по нашему мнению, представляют работы исследователей, в которых приводится новый материал, указывающий на наличие продуктов эксгальций среди осадков северной и северо-восточной части Тихого океана, в районах, удаленных от Восточно-Тихоокеанского поднятия (Aoki et al., 1974; Бутузова и др., 1975, 1976; Лисицына и др., 1976; Глаголева и др., 1976; Bischoff, Rosenbauer, 1977, и др.).

В работе С. Аоки с соавторами (Aoki et al., 1974) приводятся данные, свидетельствующие о том, что на станции 9 Токийского университета в толще осадков (глубины 190—420 см) присутствуют железистые смектиты, занимающие промежуточное положение между монтмориллонитом и нонтронитом. Образование железистых смектитов, по мнению этих

авторов, происходит при взаимодействии гидротермальных растворов с морской водой.

В нижней части разреза станции 655 (18°56' с. ш., 113°33' з. д., которая находится примерно в 800 км от западного побережья Мексики, вблизи группы островов Ревилья-Хихедо), Г. Ю. Бутузовой и ее соавторами (1975) установлены барит, гипс и разнообразные по форме выделения гидроокислов марганца и железа. Осадки нижней части разреза станции 655 отличались от верхней повышенными содержаниями Fe, Mn и ряда других элементов, а также несколько увеличенными величинами железо-марганцево-титанового модуля (по Н. М. Страхову, 1974). Указанные исследователи считают, что присутствие таких аутигенных минералов, как барит и гипс, а также аномальное поведение макро- и микроэлементов связаны с активными проявлениями эксгальационных процессов, оказавших свое влияние на осадко- и рудообразование в этом районе.

М. А. Глаголева и ее соавторы (1976), проводившие химическое изучение осадков, приходят к тем же выводам о широком проявлении эксгальций в рассматриваемом районе, что способствовало обогащению осадков ряда станций (675, 653, 674 и др., расположенных по соседству со станцией 655) некоторыми малыми элементами (Mo, Ni и др.). Осадки верхней части разреза этих станций по сравнению с нижними, характеризуются меньшей окисленностью соединений марганца и повышенными содержаниями растворимых форм железа. Дж. Бишофф и Р. Розенбауэр (Bischoff, Rosenbauer, 1977) в нижней части разреза осадков станции 18-B, относимых ими к металлоносным, установили большое количество мелких глобулей (диаметром около 0,1 мм), представленных рентгеноаморфными агрегатами красновато-коричневого цвета и глинистыми минералами, дифрактограммы которых показывают ослабленные пики смектита и крайне незначительные — иллита, хлорита и каолинита. Осадки эти содержат 9,1% Fe; 4,3 Mn; 0,3 Ti и почти 50% SiO₂. В верхней половине разреза и в осадках рядом расположенной станции 20 подобный материал не обнаружен. В своих выводах Дж. Бишофф и Р. Розенбауэр отмечают, что осадки, являющиеся основными в разрезах станций 18-B и 9 Токийского университета по физическим свойствам, содержанию воды, минералогии и химическому составу, сходны с металлоносными осадками депрессии Бауэр. Локальная гидротермальная активность в регионе, по их мнению, может быть связана с разломной зоной «Кларион».

При сопоставлении результатов, полученных всеми указанными выше исследователями, бросается в глаза резкое различие масштабов и характера вулканизма не только в осадках станций, располагающихся на сравнительно небольших расстояниях друг от друга, но и даже в пределах одних и тех же станций. В результате остается неясным, действительно ли везде ведущими являются эксгальции, оказывающие прямое влияние на осадко- и рудообразование в этих районах, или возможно участие каких-то других форм вулканических проявлений?

В настоящей статье мы попытались дать ответ на этот вопрос.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Осадки и руды со станции 655, отобраны во время 9-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Дополнительные образцы осадков из различных горизонтов этой станции были любезно предоставлены Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бутузовой (ГИН АН СССР), И. И. Волковым (Институт океанологии АН СССР) и Н. В. Логвиненко (Ленинградский государственный университет).

Станция 655 была выбрана для изучения потому, что в ней, по мнению Г. Ю. Бутузовой и др. (1975, 1976), Н. А. Лисицыной и др. (1976)

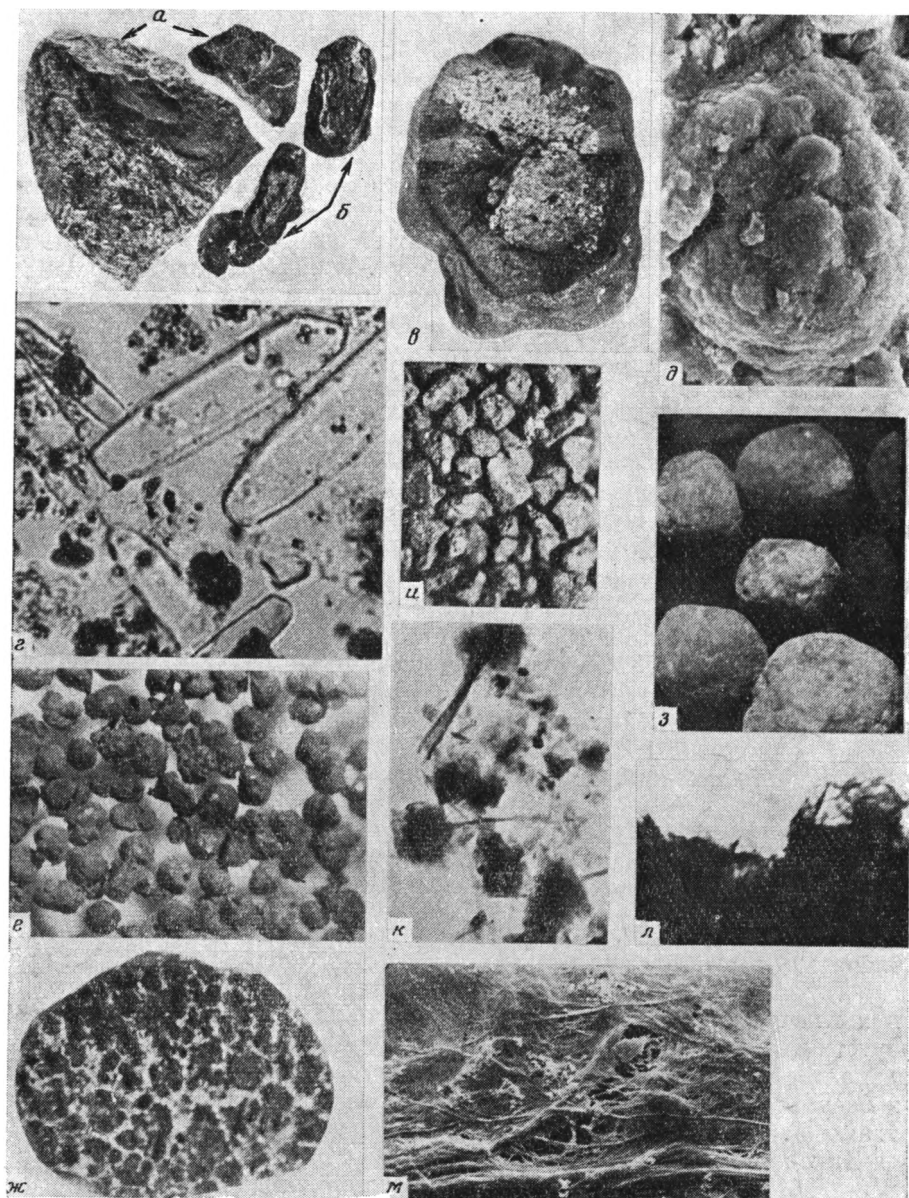
наиболее контрастно проявляются экскалации по сравнению с другими станциями транширотного профиля через Тихий океан, выполненного по программе, намеченной акад. Н. М. Страховым.

Изучение осадков станции 655 проведено по отдельно взятым горизонтам верхней части разреза и до забоя. Помимо обычных, широко применяемых методов отбора образцов для анализов, нами применялся несколько иной прием, заключающийся в том, что собранные образцы осадков помещались в тонкую капроновую сетку (диаметр ячеек около 0,1 мм) и промывались водой. Это позволяло собрать отдельно фракции меньше и больше 0,1 мм. Фракция меньше 0,1 мм использовалась для выделения тонкодисперсной части и изучения состава глинистых минералов. Фракция больше 0,1 мм после высушивания рассеивалась на ситах. Из полученных фракций более тонкие разделялись с помощью изодинамического магнитного сепаратора (СИМ-1) на электромагнитную и неэлектромагнитную части и изучались под бинокулярной лупой и микроскопом (препараты, шлифы, ачшлифы). Отобранные вручную мелкие минеральные образования подвергались рентгеновскому анализу в камере УРС-55 (Cr, K_{α} -излучение и Co, K_{α} -излучение, отфильтрованное железом), способом, описанным А. Д. Генкиным и Н. В. Королевым (1961), а также на дифрактометре УРС-2 (Cu, K_{α} -излучение). Для диагностики минеральных частиц и их агрегатов также применялись микрохимический анализ (определение Mn, Fe, Al, Ti, SiO₂) и спектральный количественный (Cr, Ni, V, Cu, Pb, Mo, Co и др.). Лазерный микроанализатор LMA-1 и микроанализатор MS-46 использовались для полук количественного определения макро- и микроэлементов в частицах $\approx 0,1$ мм. Изучение структурно-текстурных особенностей микроотяжений выполнено на сканирующем микроскопе «Stereoscan-600» (Cambridge) и электронном микроскопе JEM-7.

ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ И МИКРОКОНКРЕЦИИ В РАЗРЕЗЕ ОСАДКОВ СТАНЦИИ 655

Н. А. Лисицыной и др. (1976) показано, что колонка осадков станции 655 мощностью около 235 см, вскрытых на глубине 3600 м, представлена главным образом глинистыми и алевритисто-глинистыми красновато-коричневыми илами. В отличие от типично глубоководных океанских глин, которые сменяют их в пелагиали, в осадках станции 655 присутствует значительная примесь терригенного и пирокластического материала, представленного вулканическим стеклом, обломками пемзы и базальтов, кварцев, полевыми шпатами и др. Его источником, как полагают Г. Ю. Бутузова и др. (1975), является группа островов Ревилья-Хихедо и породы Мексиканского побережья. Согласно В. Бриану (Bryan, 1967), один из наиболее близко расположенных к станции 655 островов — о. Кларион сложен главным образом оливиновыми базальтами, трахибазальтами и трахитандезитами. Неоднократные вулканические выбросы способствовали накоплению палагонитовых туфов значительной мощности, а понижение уровня воды океана привело к их усиленной эрозии. Другие острова, как-то Роке-Партида, Сан-Бенедикто и Сокорро, также имеющие вулканическое происхождение, сложены в основном сходными типами пород (Richards, 1964). По направлению к берегу илы станции 655 переходят в серые и зеленовато-серые восстановленные карбонатно-кремнисто-глинистые осадки гемипелагической зоны.

При рассмотрении осадков поверхностного горизонта (0—5 см) оказалось, что они насыщены обломочным материалом, представленным главным образом долеритами, базальтами и палагонитами. Долериты обычно свежие и почти не изменены. Это плоские обломки часто неправильной формы с остроугольными краями (фиг. 1, а). Их длина дости-



Фиг. 1. Вулканогенные образования осадков (станция 655)

а — обломки долеритов (натуральная величина); *б* — обломки палагонитов (натуральная величина); *в* — железомарганцевая конкреция, в ядре скопления пепловых частиц, среди которых встречаются кристаллы барита (натуральная величина); *г* — кристаллы барита из центральной части конкреции, увеличение 250, свет проходящий, без анализатора; *д* — детали строения железомарганцевой конкреции поверхностного горизонта (сканирующий микроскоп), увеличение 2000; *е* — микроконкреции, увеличение 32; *ж* — обломок железной руды, увеличение 2; *з* — крупные глинистые «окатыши», увеличение 32; *и* — обломки глинистых «окатышей», увеличение 32; *к* — электронно-микроскопический снимок фракции $< 0,001$ мм железистой микроконкреции, видны две разновидности монтмориллонита «лепешковидная» и «игольчатая», увеличение 10 000; *л* — «игольчатый» монтмориллонит, увеличение 40 000; *м* — кристаллы палыгорскита, сканирующий микроскоп, увеличение 2000

гают 10—12 см. Многие из них покрыты тонкой (до 1 мм толщиной) Fe-Mn-коркой. Обломки базальтов и палагонитов (см. фиг. 1, б), как правило, более мелки, менее угловаты и обычно не превышают по длине 1—2 см. Основная масса обломков палагонита имеет значительно меньшие размеры, вплоть до микроскопических. Их иногда можно обнаружить и среди осадков более погруженных частей разреза. В поверхностном горизонте установлено большое количество Fe-Mn-конкреций, корковидных нарастаний на минеральных обломках и микроконкреций (диаметром меньше 1—2 мм), продуктивность которых на станции 655 резко преобладает над продуктивностью конкреций по другим станциям профиля через Тихий океан (Волков и др., 1976).

Конкреции имеют разный размер (до 10 см по удлинению) и форму (шаровидные, уплощенные и др.), часто зависящую от формы минерального обломка (палагонита, базальта и др.), находящегося в их центральной части. В ядре конкреций, имеющих шаровидную форму, плотные минеральные обломки иногда отсутствуют и вместо них наблюдаются скопления пепловых частиц, глинистые агрегаты и т. п. В некоторых таких конкрециях поверхностного слоя станции 655 среди пепловых частиц нами обнаружены хорошо сохранившиеся кристаллы барита (см. фиг. 1, в, г), по которым развиваются выделившиеся более поздно гидроокислы марганца.

На дебаеграммах (Со, K_{α} -излучение, отфильтрованное железом) материала, собранного из центральной части одной из таких конкреций, четко проявляются отражения с d равными 2,10; 2,20; 2,71; 2,83 Å и ряд других, характерных для барита. Присутствие барита подтверждено и замерами показателей преломления под микроскопом в иммерсионных жидкостях ($Ng' = 1,648$). Следует отметить, что подобные микроскопические видимые кристаллы барита установлены нами и в центральной части одной из довольно крупных шаровидных конкреций, поднятых на станции 675. Железомарганцевые конкреции верхней части разреза станции 655 содержат марганца больше, чем железа ($Mn/Fe = 1,24$), и обогащены микроэлементами (табл. 1). Микроконкреции, широко распространенные в поверхностном горизонте, часто имеют несколько усложненную, уплощенную форму, связанную с тем, что они, как и макроконкреции, представляют собой тесно спаянные между собой микроглобули, характеризующиеся зонально-концентрическим строением (см. рис. 1, д). На это обращалось внимание и раньше, при изучении Fe-Mn-конкреций Тихого океана (Штеренберг и др., 1974, 1977). Предполагается, что основной материал для их построения поступал главным образом из придонной океанской воды.

Микро- и макроконкреции характеризуются близкими величинами железо-марганцевого модуля и имеют близкие состав и строение. Верхняя часть их обычно бугристая, в то время как нижняя, более сглаженная, довольно уплощена.

Гидроокисные соединения марганца и железа, слагающие конкреции и корки, оказались изотропными. Рентгеновский анализ их, выполненный в камере Дебая-Шерера (Сг, K_{α}), также указал на рентгеноаморфность основной массы рудного вещества (Штеренберг, 1978).

Резко отличные по своему строению и составу, существенно железистые микроконкреции, обломки руд и глинистые «окатыши» были обнаружены нами среди нижележащих осадков. Наибольшее количество их установлено в самом нижнем горизонте станции 655 (горизонт 220—230 см), где они составляют в среднем около 3% от веса фракции $>0,1$ мм. Здесь они достигают и наибольшего размера. Вверх по разрезу размер железистых образований уменьшается, а их содержание в осадках падает. Среди Fe-микроконкреций, достигающих 0,2—0,3 мм в диаметре (см. фиг. 1, е), выделяются две генетически связанные между собой разновидности. Одна из них имеет стально-серый цвет и отчетливый ме-

Таблица 1

Содержание элементов в Fe-Mn-конкрециях и микроконкрециях станции 655

Горизонт, см	Тип образований	Fe	Mn	Al	Ti	Si	Cr	Ni	V	Cu	Co	Pb	Mo	Mn/Fe	Среднее весовое содержание образований во фракции >0,1мм
		%						1×10 ⁻⁴ %							
0 — 5	Fe-Мп-конкреции *	15,0	18,7	—	0,6	8,6**	—	6240	540	3020	1770	—	200	1,24	—
	Fe-Мп-микроконкреции	7,9	17,0	11,2	1,3	—	10	2960	670	3040	992	304	224	2,15	6,6
35—45	То же	5,7	26,3	15,5	1,2	—	45	4200	360	2300	510	120	450	4,6	2,1
50—60	»	8,6	23,1	14,9	0,9	—	32	1600	390	1000	185	43	340	2,6	1,7
130—140	»	10,8	17,9	15,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	0,7
	Fe-микроконкреции	12,2	6,8	6,2	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—
170—180	То же	9,0	3,8	6,8	0,5	—	20	600	380	1000	34	20	212	0,4	1,2
	»	10,5	1,2	5,4	0,2	19,52	16	650	300	700	40	25	160	0,1	—
220—230	Обломки Fe-руд	14,5	4,9	13,0	0,3	4,0	20	600	—	200	300	300	250	0,3	2,8
	Глинистые «окатыши»	10,9	2,1	6,0	0,4	46,64	46	235	320	555	60	58	155	0,2	—

* По данным И.И. Волкова и др., 1976.

** По данным D.S. Cronan, 1977.

таллический блеск. Во многих случаях в этой разновидности микроконкреций ядро не обнаружено, они пустотелы. Толстая оболочка представлена гидроокислами железа. Гидроокислы марганца под микроскопом имеют форму небольших вкрапленников среди основной железистой массы. В отраженном свете гидроокисные соединения марганца и железа ведут себя как изотропное вещество и лишь на их отдельных полях при скрещенных николях улавливаются анизотропные участки. Рентгеновский анализ (камера Дебая — Шерера; Co , K_{α} -излучение; фильтр — Fe) показал, что среди рентгеноаморфной массы, а это выявляется по высокому фону, проявлены отражения, указывающие на присутствие гидрогетита (табл. 2). В проходящем свете при сравнительно большом увеличении (600) среди железистой массы выявляется довольно много обломков диатомей и спикул губок, мелкие зерна кварца, полевых шпатов, карбоната кальция.

Другая разновидность Fe-микроконкреций нижних горизонтов разреза станции 655 имеет коричневатую окраску. Поверхность их более шероховатая, чем у стально-серых разновидностей, однако специфический металлический блеск сохраняется. Сложены они обычно глинистым веществом, характеризующимся в скрещенных николях микроагрегатной поляризацией, напоминающей глауконит или шамозит.

Четкие различия устанавливаются между поверхностными Fe-Mn-микроконкрециями и Fe-микроконкрециями горизонта 220—230 м и по химическим показателям. Fe-микроконкреции богаты железом, содержат больше кремния; вместе с тем они содержат меньше марганца (почти на порядок), алюминия и титана и малых элементов (см. табл. 1).

Обломки Fe-руд обладают наибольшим размером (10 мм и несколько больше) по сравнению с другими разновидностями Fe-образований, обнаруженных нами в самой нижней части разреза станции 655 (см. фиг. 1, ж). Среди них выделены руды сплошного и ячеистого строения. Промежутки между мелкими рудными выделениями шаровидной формы у последних заполняет белесоватого цвета глинистая масса. Руды сложены рентгеноаморфными гидроокислами железа и марганца. Они, как и микроконкреции, характеризуются повышенным содержанием железа. Содержание Mn, Al, Ti и особенно Si у них явно понижено по сравнению с Fe-Mn-макро- и микроконкрециями поверхностного горизонта.

Наиболее распространенными среди осадков нижней части разреза станции 655 являются глинистые «окатыши». Именно они составляют основу фракции больше 0,1 мм осадков. В пределах рассматриваемых нами интервалов разреза глинистые «окатыши» распределены неравномерно. На отдельных участках окатанные комочки глины достигают 20—25 осадков. Во фракции больше 0,1 мм форма их шаровидная или близкая к ней (см. фиг. 1, з), а в более мелких фракциях — это материал, полученный в результате их природного механического разрушения при перемещении от места формирования до района станции 655 (фиг. 1, и). Глинистые «окатыши», как правило, включают Fe-микроконкреции и обломки Fe-руд, что выявляется при обработке их перекисью водорода. Следовательно, они образовались в разное время. В иммерсионных препаратах материала, остающегося после обработки «окатышей» H_2O_2 , видны обломки кварца, полевых шпатов, диатомей и остатки нитчатых водорослей. Рентгеновский анализ указывает на наличие среди «окатышей» барита (см. табл. 2). Несколько повышенные содержания бария в них (первые проценты) обнаруживаются с помощью лазерного микроанализатора. Под микроскопом видно, что рудные компоненты представлены гидроокислами железа с включениями гидроокислов марганца. «Окатыши», судя по данным химических анализов, характеризуются высокими содержаниями кремния, достигающими 47%, т. е. практически содержат его столько же, сколько и шаро-

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (d) и интенсивности линий (I) гидротермальных минералов в осадках станции 655

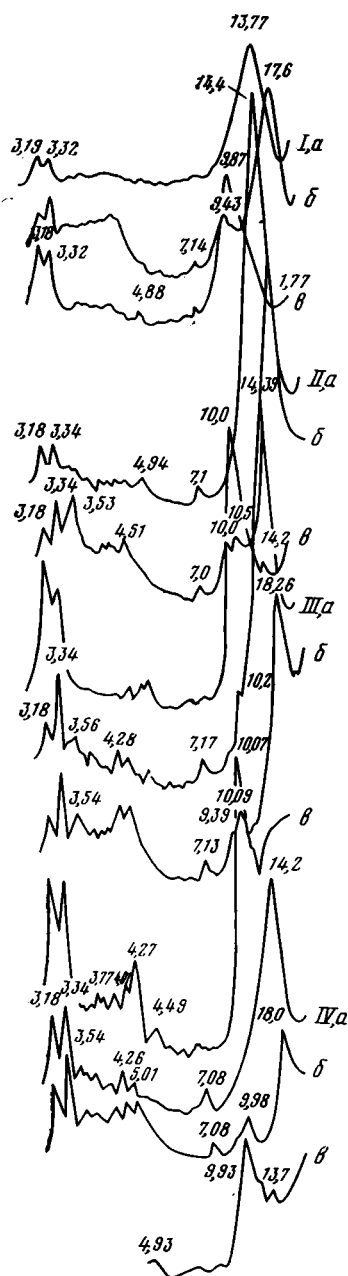
[illegible]

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Гидрогетит *		Fe-микроок- рекции		Барит *		Глинистые окатыши		Корунд *		Коричневые плотные обломки		Вюстит *		Темно-бурая пластинка		Лепидокрокит *		Красные натечные образования	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
2	1,60			2	1,60	2	1,60	10	1,59	10	1,58					5	1,56	2	1,56
6	1,56	2	1,54					2	1,54	1	1,55					5	1,53		
4	1,51	3	1,50					5	1,51	2	1,51	8	1,51	6	1,52	9	1,52	6	1,53
4	1,45	2	1,46	1	1,48	1	1,48									1	1,45	3	1,48
2	1,42	1	1,40	2	1,40	2	1,40	6	1,40	4	1,40			1	1,41	5	1,43	1	1,45
																2	1,42	1	1,44
																		1	1,42
1	1,39	2	1,37					7	1,37	6	1,37	4	1,29	1	1,32	5	1,39	2	1,39
								4	1,23	6	1,24					7	1,36	3	1,37
								2	1,19	2	1,19	2,1	1,23	2	1,24	2	1,26	3	1,30

* По В. И. Михееву (1952).

** Пустые клетки таблицы — отсутствие значений



Фиг. 2. Рентгendifрактометрические кривые фракции 0,001 мм, полученные от: а — естественных препаратов; б — насыщенных глицерином; в — прогретых при 550° в течение 2 час.

I — красная глина (горизонт 220—230 см). II — Fe-микроконкреции; III — глинистые окатыши; IV — отбеленная глина

видные образования, относимые Дж. Бишоффом и Розенбауэром (Bischoff, Rosenbauer, 1977) к металлоносным. По сравнению с поверхностными Fe-Mn-конкрециями и микроконкрециями «окатыши» содержат больше железа, но много меньше марганца и малых элементов (см. табл. 1).

Микроконкреции, обломки руд и глинистые «окатыши», встречаемые в разрезе станции 655, несомненно, имеют вулканогенное происхождение. Они сосуществуют с типично гидрогенными Fe-Mn-микроконкрециями и присутствуют в осадках, вероятнее всего, как терригенные компоненты наряду с другими механически перемещенными образованиями.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ СТАНЦИИ 655

Изучение минералогического состава фракций <0,001 мм осадков выполнено Г. Ю. Бутузовой и ее соавторами (1976, 1977). Согласно данным этих исследователей, тонкодисперсная часть поверхностных осадков станции в основном представлена монтмориллонитом и смешанослойными фазами (слюда-монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит), составляющими около 65%, на долю гидрослюд приходится около 25%, в сумме каолинит и хлорит составляют примерно 10%. Сходный состав имеют глинистые минералы Fe-Mn поверхностных (гидрогенных) конкреций станции 655 (Штеренберг и др., 1977).

С помощью дифрактометрического анализа изучалась фракция <0,001 мм, полученная из красной глины, Fe-микроконкреций, глинистых «окатышей» и отбеленной глины, тесно связанной с железной рудой. Все эти образования были отобраны из горизонта 220—230 см, т. е. из самой нижней части разреза осадков. Выделенная путем отмучивания тонкодисперсная фракция обрабатывалась по методу Мира и Джексона (1963) и насыщалась 1-л раствором $MgCl_2$. Были получены препараты: воздушно-сухие, насыщенные глицерином и прокаленные при 550°С в течение 2 час. Предварительное удаление из образцов марганца и частично железа проводилось способом, описанным ранее (Штеренберг и др., 1974). Тонкодис-

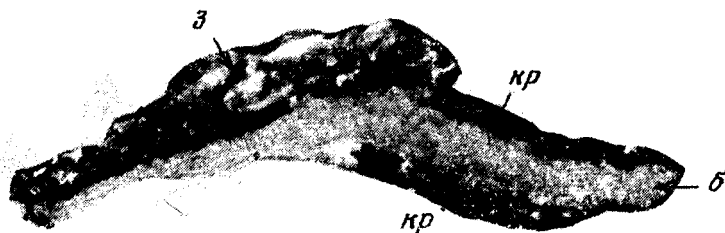
персная часть осадков горизонта 220—230 см судя по приближенным расчетам методом Г. Бискайе (Biscay, 1964), состоит почти на 80% из смешанослойных минералов и монтмориллонита (фиг. 2, I). Гидрослюда составляют 10—15%. Весьма мало во фракции $<0,001$ мм хлорита. Следовательно, в нижней части разреза по сравнению с верхней больше монтмориллонита и набухающих смешанослойных образований. Такое увеличение монтмориллонита вниз по разрезу вполне закономерно. Оно происходит и в пелагиали Тихого океана, где установлены пониженные скорости осадконакопления (Горбунова, 1970; Бутузова и др., 1977). Однако увеличение содержания монтмориллонита вниз по разрезу осадков осложняется наличием ниже горизонта 30—35 см железистого монтмориллонита, образование которого, по мнению Г. Ю. Бутузовой и др. (1976), связано с эксгальационными растворами. Специфическими чертами Fe-монтмориллонита, как считают указанные выше исследователи, являются слабый дифракционный спектр, широкие пики рефлексов с $d(001)$ и едва различимые широкие отражения более высоких порядков. На порошковых рентгенограммах наблюдаются отражения с $d_{000}=1,505$ Å, характерные для диоктаэдрических смектитов. Реакция с литием по Р. Грин-Келли (Green-Kelly, 1953) свидетельствует, что значительная часть смектитового материала является собственно монтмориллонитом. Наряду с диоктаэдрическим Fe-монтмориллонитом в осадках станции 655, по данным Бутузовой и др. (1971), присутствуют «фоновые» терригенные частицы гидрослюд и смектитов.

Глинистая часть Fe-микроконкреций представлена главным образом монтмориллонитом (см. фиг. 2, II). Под электронным микроскопом во фракции $<0,001$ мм микроконкреций выделено две разновидности этого минерала (см. фиг. 1, к, л). Одна из них имеет микроагрегатно-комковатую форму, а другая, резко преобладающая, представлена игольчатой волокнистой разновидностью, характерной для железистых монтмориллонитов (Коссовская и др., 1975). На порошковых диаграммах дисперсной части Fe-микроконкреций выявляется отражение с $d_{000}=1,503$ Å, указывающее на диоктаэдрический характер заполнения катионов в его октаэдрах. Помимо монтмориллонита в состав микроконкреций входят гидрослюда, хлорит и палыгорскит. Палыгорскит выявлен только при насыщении препаратов глицерином (10,5 Å) и обнаружен также под сканирующим микроскопом (см. фиг. 1, м).

Судя по дифрактограммам одним из основных минералов фракции $<0,001$ мм глинистых «окатышей» является смешанослойный слюда-монтмориллонит, разбухающий при насыщении глицерином до 18,26 Å (см. фиг. 2, III). Разбухающих слоев в нем около 20—30%. По В. А. Дрицу и Б. А. Сахарову (1976) монтмориллонитовая часть подобных образований представлена тонкодисперсными кристаллами. В небольших количествах присутствует и железистый монтмориллонит, входящий в состав Fe-микроконкреций, которые заключены в «окатышах», что отмечалось нами выше. Кроме разбухающих минералов в изучаемой фракции обнаружены гидрослюда и каолинит. Отбеленная глина, заполняющая промежутки в ячеистой Fe-руде или тесно припаянная к рудным обломкам, имеющим сплошное строение, представлена тонкодисперсным монтмориллонитом, разбухающим при насыщении глицерином до 18,0 Å, слабо разбухающей гидрослюдой (9,98 Å) и сравнительно небольшим количеством хлорита (см. фиг. 2, IV).

Изложенный выше материал свидетельствует о несколько различном составе глинистых минералов осадков станции 655 и явно попавших в них механическим путем, переотложенных глинистых окатышей, Fe-микроконкреций и отбеленной глины.

Ранее было показано, что в осадках ряда станций этого района и в особенности на станции 655 имеют место достаточно специфические образования, обязанные своим происхождением гидротермальным процессам. Среди них обнаружены хризоколлы (Штеренберг, 1978) и графит (Штеренберг, Степанова, 1978). Особый интерес также представляют находки среди осадков ряда станций, располагающихся вблизи трансширотного разлома Кларион, самородных металлов (алюминий, железо, медь, олово) и интерметаллических соединений (медь-цинк и др.), ассоциирующих с кремнием (Штеренберг, Васильева, 1979).

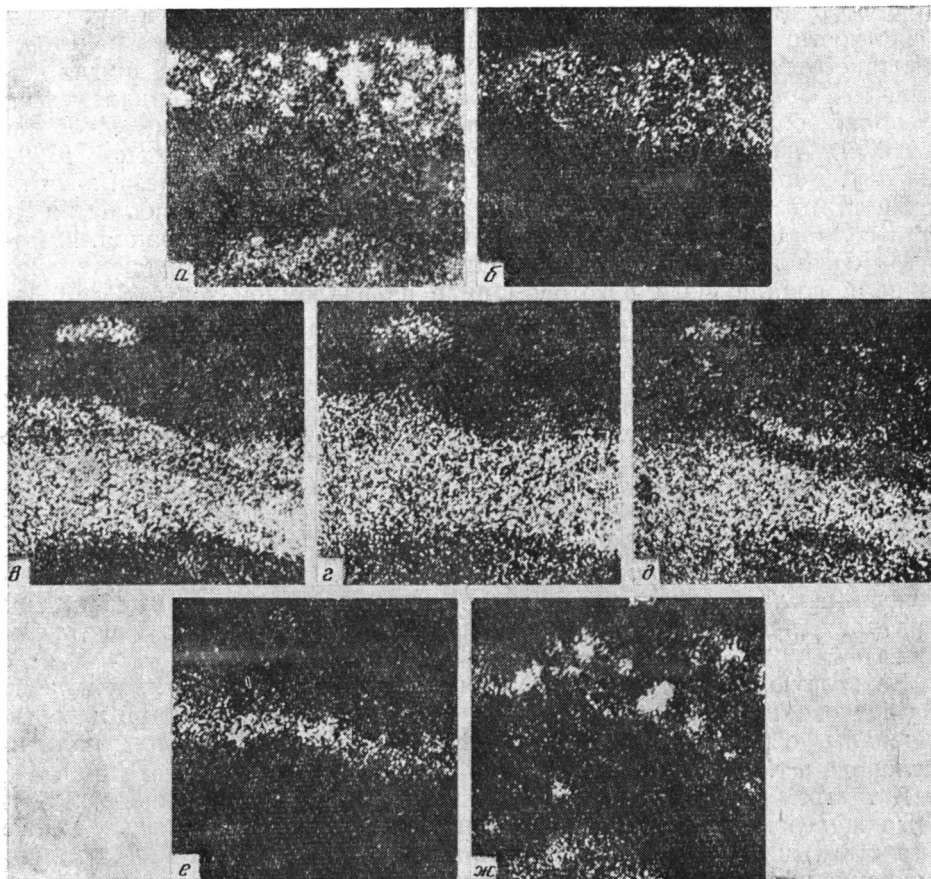


Фиг. 3. Сросток рудных минералов, поднятый на станции 655 (горизонт 220—230 см), участки преобладающего цвета: з — зеленого, кр — красного, б — белого. Свет отраженный, без анализатора, увеличение 550

В этой связи заслуживают внимания и новые данные, полученные при продолжавшемся изучении фракции около 0,1 мм осадков этой станции, свидетельствующие о наличии ряда рудных минералов, представленных окисными формами тех же элементов, которые были обнаружены в самородном виде.

Наиболее широкое распространение среди осадков имеют морфологически разнообразные формы кварца, в том числе водяно-прозрачные кристаллы, мелкие обломки друз, шаровидные выделения и т. п. Среди отмывок часты хорошо оформленные кристаллы магнетита. Наибольшее их количество обнаружено в горизонте 120—140 см. Неожиданным для нас оказалось нахождение вюститита (FeO), единично встреченного в виде тонкой сильномагнитной пластинки темно-бурого цвета, местами покрытой ржаво-бурыми пятнами (см. табл. 2). Анализ пластинки с помощью лазерного микроанализатора указал на наличие в качестве главной фазы железа. Обнаружены также небольшие количества кремния (1—3%), следы меди и никеля. Отметим, что среди осадков станции 655 также встречены кристаллы маггемита, заключенные в красно-бурую порошковатую железистую массу, мелкие ярко-красные натечные выделения лепидокрокита, зерна корунда (см. табл. 2), карбонаты, представленные слабжелезистым кальцитом и доломитом, и ряд других минералов.

В осадках нижней части разреза установлены и мелкие сростки рудных минералов красного, зеленого и белого цвета (фиг. 3). Незначительный размер и сложные прорастания между выделениями разного цвета, выявляемые при рассмотрении под микроскопом, затруднили диагностику их с помощью рентгеновского анализа. В этой связи здесь мы приводим лишь качественные характеристики, полученные при анализе одного из образцов, выполненного с помощью рентгеновского микроанализатора (MS-46), который позволил установить ассоциации элементов, содержания которых не ниже первого десятка процентов, в различных по цвету рудных минералах.



Фиг. 4. Снимки в рентгеновском характеристическом излучении, ув. 280, а — FeK α ; б — PbK α ; в — ZnK α ; г — ClK α ; д — TiK α ; е — CuK α ; ж — SiK α

Сканирование по площади (фиг. 4, а—ж) позволило установить в обломках наличие по крайней мере четырех ассоциаций элементов: 1) Zn+Cl+Ti (белого цвета), 2) Fe+Pb+Si и 3) Fe (обе красного цвета), 4) Cu+Zn+Si (зеленого цвета). Данные, полученные при изучении сростков, по нашему мнению, свидетельствуют о наличии среди осадков станции 655 обломков минералов, в состав которых в качестве главных компонентов входят медь, цинк и железо, в той или иной степени связанные с кремнием. Они так же, как самородные металлы, интерметаллические соединения, графит, хризоколл, магнетит, маггемит, вюстит, корунд, лепидокрокит, гидрогетит и другие минералы не могли образовываться за счет вулканических эксгальций на месте.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные, по нашему мнению, достаточно четко свидетельствуют о сложном характере осадконакопления в районе станции 655, где весь вскрытый разрез (до глубины 2,30—2,40 м) представлен глинистыми и алевроитско-глинистыми илами. В верхнем горизонте (0—5 см) среди осадков много седиментационно-диагенетических (гидрогенных) Fe-Mn-конкреций и микроконкреций, количество которых убывает с глубиной.

В более глубоких частях разреза подобные микроконкреции установлены среди осадков лишь спорадически, в рассеянном виде. Сами осад-

ки с погружением испытали диагенетические изменения, приводящие, в частности, к увеличению монтмориллонита и набухающих пакетов в смешанослойных глинистых минералах за счет уменьшения других компонентов фракции $<0,001$ мм. Наряду с осадочным материалом, явно преобладающим в разрезе, установлены и продукты вулканической деятельности, наиболее развитые на более глубоких горизонтах его (220—230 см). Количество их уменьшается к верхней части разреза, хотя поверхностный горизонт (0—5 см), где изобилуют крупные обломки долерита, базальта и палагонита, вновь обогащается образованиями, имеющими вулканическое происхождение. Основная часть продуктов вулканизма попала сюда в готовом виде из разломной зоны «Кларион». Важную роль разлома «Кларион» в формировании металлоносных осадков станции 18-B (DOMES) отмечали Дж. Бишофф и Р. Розенбауэр (Bischoff, Rosenbauer, 1977), однако эти исследователи не указывали на характер связи между ними.

Среди разнообразных по форме и составу минералов, устанавливаемых нами среди осадков станции 655, имеющих вулканогенный генезис, можно условно наметить по крайней мере три их ассоциации, отличающиеся друг от друга составом, строением и условиями образования. К первой ассоциации можно отнести металлы и интерметаллические соединения, тесно ассоциирующие с кремнием. Их образование, судя по имеющимся литературным данным, происходит при весьма высоких температурах, в бескислородной зоне, при участии активного восстановителя.

Во вторую группу попадают магнетит, лепидокрокит, гидрогематит, ряд неопознанных нами окислов Zn, Pb, Cu, аутигенный кварц и другие минералы, образованные при менее высоких температурах, наличии кислорода и т. п.

К третьей группе можно отнести минералы поверхностной зоны, богатые железом, слагающие металлоносные Fe-микроконкреции, глинистые «окатыши», Fe-руды и др. Они четко отличаются от Fe-Mn-микроконкреций поверхностных горизонтов по комплексу признаков. Формирование подобных минералов, вероятнее всего, происходило в обычных условиях океанического седиментогенеза.

Согласно широко распространенной схеме Дж. Корлисса (Corliss, 1971) при взаимодействии базальтов с поступающей вниз морской водой возникают гидротермы и эксгаляции, поднимающиеся вверх ко дну океана и обогащающие его осадки разнообразными элементами. Н. М. Страхов (1976) убедительно показал низкотемпературный характер подобных газоводных выделений. В этой связи можно заметить, что наличие среди осадков станции 655 металлов и интерметаллических соединений, образующихся в специфических, высокотемпературных условиях, противоречит схеме Дж. Корлисса.

Образование металлоносных осадков в океанах, связанное с процессами вулканизма, может сопровождаться формированием более широкого набора рудных минералов, чем было известно до сего времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Волков И. И., Лубченко И. Ю. Признаки эксгалятивной деятельности в донных осадках Тихого океана к югу от Калифорнийского залива.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Аутигенный монтмориллонит в донных осадках станции 655 к югу от Калифорнийского залива.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 2.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П. Глинистые минералы в осадках на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.
- Волков И. И., Фомина Л. С., Ягодинская Т. А. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолл Уэйк — побережье Мексики.— В сб.: Биогеохимии диагенеза осадков океана. М., «Наука», 1976.

- Генкин А. Д., Королев Н. В. К методике определения небольших зерен минералов в рудах.— Геол. рудн. месторожд., 1961, № 5.
- Глаголева М. А., Коннов В. А., Пархони Ю. П., Ягодинская Т. А. Химические элементы в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Горбунова З. Н. Глинистые минералы и другие высокодисперсные минералы в осадках Тихого океана.— В кн.: Тихий океан. М., «Наука», 1970, т. 1.
- Дриц В. А., Сахаров Б. А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М., «Наука», 1976.
- Косовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Ломова О. С., Серебряникова Н. Д. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ. 1975, № 6.
- Лисицын А. П. Процессы океанской седиментации. М., «Наука», 1978.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю., Дворецкая О. А. Донные осадки на профиле через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 6.
- Мира О. П., Джексон М. Л. Удаление окислов железа из почв и глин при помощи дитионит-лимоннокислой системы с буферным раствором бикарбоната натрия.— В кн.: Кора выветривания, вып. 5, М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолиздат, 1957.
- Скорнякова Н. С. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1964, № 5.
- Страхов Н. М. Локализация рудных накоплений Fe-Mn стяжений в Тихом океане и ее генетический смысл.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 5.
- Страхов Н. М. Условия образования конкреционных железо-марганцевых руд в современных водоемах.— Литол. и полезн. ископ. 1976, № 1.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976.
- Штеренберг Л. Е., Степанова Н. А., Ильичева Л. Детали строения Fe-Mn-конкреций Тихого океана.— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3.
- Штеренберг Л. Е., Куприянова Т. А., Воронин Б. И. О строении железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.
- Штеренберг Л. Е., Вознесенский А. И., Елисеева Т. Г. Глинистые минералы в Fe-Mn-конкрециях Тихого океана (Восточная часть профиля через Тихий океан).— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 3.
- Штеренберг Л. Е. Главные марганцевые минералы океанских железо-марганцевых конкреций.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1.
- Штеренберг Л. Е. Хризоколла ($\text{CuO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$) в осадках станции 655 (Тихий океан).— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 1.
- Штеренберг Л. Е., Степанова К. А. Графит в осадках северо-восточной части Тихого океана (станция 675 и 655).— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 2.
- Штеренберг Л. Е., Васильева Г. Л. Самородные металлы и интерметаллические соединения среди осадков северо-восточной части Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1979, № 2.
- Aoki S., Kohyama N., Sudo T. An iron-rich montmorillonite in a sediment core from the Northeastern Pacific. Deep Sea Res., 1974, v. 21, No. 10.
- Biscay P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. Geochemistry technical Report, 1964, No. 8.
- Bischoff J., Rosenbauer R. Recent metalliferous sediment in the North Pacific Manganese Nodule Area.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 33, No. 3.
- Bonatti E. Autigenic deep-sea carbonates.— Science, 1966, v. 153, No. 3735.
- Bonatti E. The origin of metall deposits in the oceanic lithosphere.— Sci. Amer., 1978, v. 238, No. 2.
- Bonatti E., Joensuu O. Deep-sea iron deposits from South Pacific.— Science, 1966, v. 154, No. 3749.
- Bonatti E., Guerstine-Honnorez B.-M., Honnorez L. Copper-iron sulphide mineralisation from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge.— Econ. Geol., 1976, v. 71, No. 8.
- Bostrom K. Submarine volcanism as a source for iron.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, No. 4.
- Bostrom K., Peterson M. Precipitates from hydrothermal exhalations in the East Pacific Rise.— Econ. Geol., 1966, v. 61, No. 7.
- Bostrom K., Peterson M. The origin of aluminium-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow at the East Pacific Rise.— Marine Geol., 1969, v. 7, No. 5.
- Bryan B. Geology and petrology of Clarion island, Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 1967, v. 78, No. 12.
- Corliss J. The origin of metall-bearing submarine hydrothermal solutions.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, No. 33.
- Corliss J., Lyle M., Dymond J. The chemistry of Hydrothermal Mounds near the Galapagos rift.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, v. 40, No. 1.
- Cronan D. S. Deep-sea nodules distribution and geochemistry. In: Marine Manganese Deposits, ed. G. Glasby. Amsterdam, 1977.

- Dymond J., Corliss J., Heath G. M., Field C., Dasch E., Veeh H.* Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean.— Bull. Geol. Soc. America, 1973, v. 84, No. 10.
- Glasby G., Tooms J., Cann J.* The geochemistry of manganese encrustation from the Gulf Aden.— Deep Sea Res., 1971, v. 18, No. 12.
- Green-Kelly R.* Identification of montmorillonoids.— J. Soil Sci. 1953, No. 4.
- Piper D.* Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, No. 1.
- Piper D., Veeh N., Bertrand W., Chse R.* An iron-rich deposit from the Northeast Pacific.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, v. 26, No. 1.
- Richards A.* Geology of the Island Revilla Gigedo, Mexico.— Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, No. 11.
- Scot M., Scott P., Bulter L., Nalwalk A.* Rapidly accumulating manganese deposits from the Median Valley of the Mid-Atlantic Ridge.— Geophys. Res. Lett., 1974. v. 1, No. 4.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
21.V.1979

УДК 551.311.264 : 553.492.1 (470.5)

О РОЛИ ДРЕВНИХ ПОЧВ В ФОРМИРОВАНИИ КАОЛИНОВЫХ ТОЛЩ НА СЕВЕРООНЕЖСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ БОКСИТОВ

Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ, Ф. А. КИРЕЕВ

На Североонежском месторождении бокситов в надрудной и подрудной толщах установлено присутствие погребенных железистокаолиновых и каолиновых почв раннекарбонового возраста. Описано их строение, состав, процессы минералообразования. Железистокаолиновые почвы служили главным источником обломочного материала для осадочных железных руд в михайловской толще. Формировавшиеся в почве растворы способствовали также осветлению и каолинизации кровли подстилающих бокситов.

На Североонежском месторождении бокситы залегают в толщах каолиновых глин. Залежь бокситов подстилается здесь подбокситовой толщей каолиновых глин мощностью 3—5 м, вместе с которой относится к тульско-алексинским слоям раннего карбона. Выше по разрезу они сменяются надбокситовой толщей каолиновых глин мощностью 4—8 м, содержащей прослойки бобовых железных руд и относящейся к михайловскому горизонту раннего карбона.

Обычно появление каолиновых толщ в подошве и кровле бокситовых залежей объясняется геологами различно: 1 — существованием на водоразделах ослабленного латеритного элювия в начальные и конечные отрезки времени эпох бокситообразования; 2 — процессами механической дифференциации латеритного элювия и раздельным переотложением латеритного и каолинового материала; 3 — сменой этапов формирования каолинового и латеритного элювия как самостоятельных разновидностей гумидного тропического климата; 4 — вторичной минерализацией бокситов и др.

В результате детального изучения надбокситовой и подбокситовой толщ каолиновых глин в карьере Североонежского месторождения нами было установлено, что во время их формирования были широко развиты зрелые каолиновые или железистокаолиновые почвы. Они вместе с каолиновыми корами выветривания покрывали не только водоразделы, но прослеживались и в пределы аккумулятивных пространств, где фиксировали локальные перерывы в осадконакоплении.

Важная роль процессов почвенного литогенеза в формировании ряда континентальных парагенезов пород была показана П. П. Тимофеевым и др. (1977). По мнению этих авторов, почвенный литогенез часто определяет лицо субаэрального диагенеза, во многом формирует состав и структурные особенности осадочных пород. Поэтому и в наших исследованиях мы стремились реконструировать древние почвенные процессы, выявив их роль в древнем осадконакоплении.

О присутствии ископаемых почв (бокситов трубчатой текстуры) на Североонежском месторождении бокситов упоминает Э. А. Кальберг и др. (1971). Эти почвы приурочены к кровле бокситовой залежи и поэтому, вероятно, принадлежали к латеритным. Однако вопросы их строе-

ния и состава, а также процессы минералообразования авторами не рассмотрены.

Ископаемые почвы палеозойского возраста, описанные в других районах СССР (Чалышев, 1974; Феофилова, 1975), имеют иной облик и не являются железистокаолиновыми или латеритными. Последние детально охарактеризованы только в более молодых по возрасту верхнемеловых — раннепалеогеновых отложениях Казахстана (Цеховский, 1973, 1975; Цеховский и др., 1974).

НАДБОКСИТОВАЯ КАОЛИНОВАЯ ТОЛЩА

В качестве примера приведем детальное описание одного из разрезов (фиг. 1, а) надбокситовой толщи, который наблюдался нами в 1977 г. в центральной части карьера Североонежского месторождения, где после вскрышных работ сохранились ее «целики».

Мощность, м

1. Глины светло-коричневые, преимущественно каолининовые неслоистые, с рассеянными бобовинами гетит-гематитового состава, с размывом залегают на грубообломочном боксите 0,2

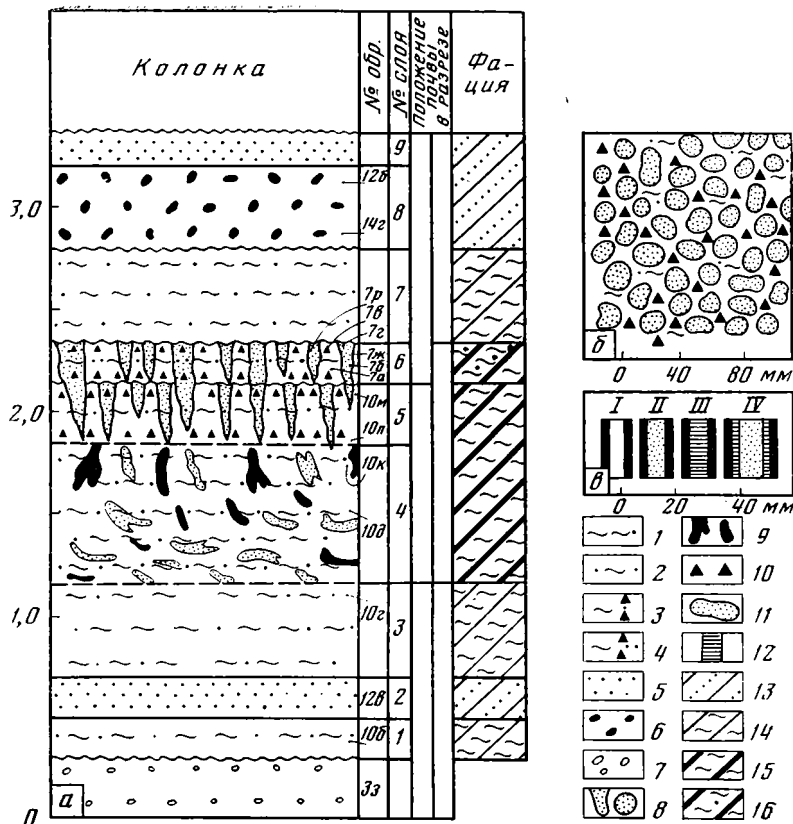
2. Бобовая железная руда, красная каменистая 0,20

Выше залегает толща пород, которая несет многочисленные следы преобразования ее древними почвенными процессами (см. фиг. 1—3).

3. Материнские породы почвы I. Глины коричневые каолиновые неслоистые, местами с редкими включениями железистых бобовин 0,1

4. Нижний горизонт почвы I. Глины пестроцветные местами с включениями железистых обломков (бобовин-гравия) с многочисленными пятнами обеления (см. фиг. 1, а). Ориентировка пятен в верхней части горизонта (0,25 м) преимущественно вертикальная, в нижней (0,3 м) — горизонтальная. Форма их в верхней части обычно трубчатая, многие из них раздваиваются и утончаются к низам слоя и, вероятно, связаны с обелением вдоль подземных стеблей (корневищ) или корней растений. Редко встречаются псевдоморфозы гетит-гематита по корневидным растительным остаткам, достигающие в диаметре 6—8 мм; по длине — 10 см. Следы древних корней, корневищ или псевдоморфозы гидроокислов железа по ним хорошо наблюдаются в шлифах (см. фиг. 3, а, б). В верхней части слоя в красных вертикальных пятнах появляются сгустки, прожилки, местами конкреции гетит-гематита (см. фиг. 3, в, г). Одновременно в шлифах (см. фиг. 3, д) наблюдается множество ветвисто-сетчатых и точечных форм гидроокислов железа, напоминающих колонии железистых бактерий в современных почвах (Аристовская, 1965). В глинистых породах слоя появляются макро- и микрокомковатые текстуры, увеличивается количество трещин и пустот, в которых иногда встречаются выделения гипса. Наряду с чешуйчатым материнским глинистым веществом все чаще появляются его аутигенные выделения — колломорфные (см. фиг. 3, а) или червеобразные (см. фиг. 3, е). Примесь гравийно-бобовых железистых обломков обычно возрастает к верхам. Эти обломки размером от 2—3 до 10—15 мм обычно расположены в породе беспорядочно или местами образуют небольшие линзы 0,55

5. Верхний горизонт почвы I (см. фиг. 1, а). Пестроцветная плотная глинисто-железистая порода (панцырь) с железистыми бобовинами-обломками и многочисленными трубчатыми каналами обеления, имеющими зоны интенсивного ожелезнения по их периферии. Диаметр трубчатых каналов обычно колеблется в интервале 10—15 мм. Расстояние между соседними каналами 3—8 мм. Трубчатые каналы заполнены каолиновым глинистым веществом,



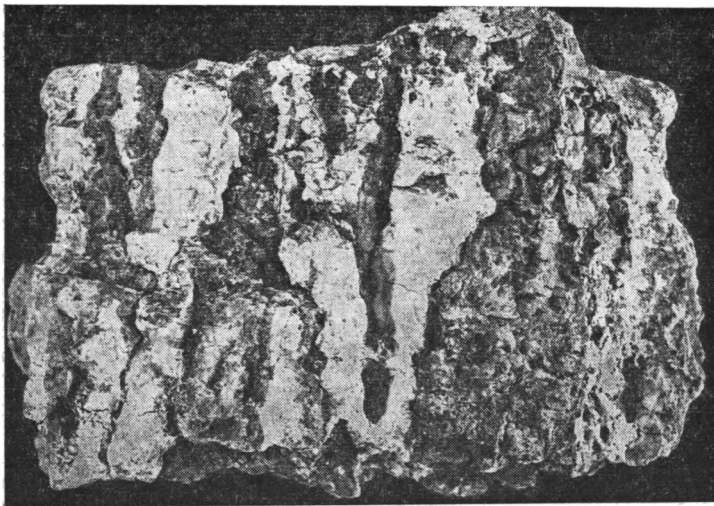
Фиг. 1. Разрез михайловской толщи в центральной части карьера Североонежского месторождения бокситов, июль 1977 г.

a — литологическая колонка и фации; *б* — формы корневидных каналов в плане, слой 6; 0,25 натуральной величины; *в* — характер минеральных заполнений корневидных каналов слоя 6 (I — полный канал с железистой оторочкой; II — канал, заполненный глиной; III — канал, заполненный гипсом; IV — канал, заполненный гипсом и глиной)

1 — глина редкобобовая; 2 — глина бобовая; 3 — глинисто-железистый панцырь с железистыми бобовинами — гравием, красный, пестрый; 4 — глинисто-железистый панцырь с железистыми бобовинами — гравием, красный или пестроцветный; 5 — железная руда бобово-мелкогравийная, красная; 6 — железная руда бобово-крупногравийная красная; 7 — бокситы каолинизированные, пестроцветные; 8 — трубчатые каналы с ожелезненной оболочкой; 9 — ожелезнение в форме пятен или стержней; 10 — скопления железа в панцыре; 11 — обеленные участки; 12 — гипс. Фации: 13 — песчано-гравийных осадков внутренних частей пролювиального конуса выноса; 14 — редкогравийно-глинистых осадков внешних частей пролювиального конуса выноса и небольших сезонно пересыхающих озер; 15 — редкогравийных глинистых осадков внешней части пролювиального конуса выноса и пересыхающих озер, преобразованных почвенными процессами; 16 — гравийно-глинистых осадков плоскостного смыва делювио-пролювия, преобразованных почвенными процессами

осветленным (голубовато-белым или коричневым) иногда с гравийно-бобовыми обломками или реже гипсом. Породы почвы комковатые, содержат многочисленные поры и пустотки, обильные сгустки и сетчатые прожилки гетит-гематита или их ветвисто-сетчатые выделения, напоминающие колонии железистых бактерий. Глинистое вещество горизонта чешуйчатое либо колломорфное. Наряду с тонкими корневидными каналами ($d=10-15$ мм), пронизывающими горизонт и резко обрывающимися у его кровли, фиксируется много и более толстых корневидных каналов ($d=20-40$ мм), проникающих из вышележащей почвы II

0,3



Фиг. 2. Фотография образца породы с корневидными каналами из верхней части железистокаолиновой почвы, 0,5 натуральной величины, вид сбоку

6. Породы, интенсивно преобразованные почвой II, с размывом и четким контактом залегают на кровле нижележащей почвы I. Этот контакт местами подчеркивается линзами глин мощностью 1—3 см, вероятно, вымытых после формирования почвы II. Эта почва представлена (см. фиг. 1, а, б; 2) плотной бобово-глинисто-железистой породой (железистый панцырь), сильнокомковатой, трещиноватой, пористой, пронизанной корневидными каналами (см. фиг. 3, ж), диаметром 20—40 мм. Корневидные каналы заполнены (см. фиг. 1, в) глиной коричневого или голубовато-белого цвета (см. фиг. 3, з), гипсом или частично полые. В целом породы почвы II по сравнению с нижележащими (почва I) содержат больше обломочного материала (гравийно-железисто-бобового), отмечается более сильное ожелезнение, отчетливее выделяются более толстые корневидные каналы, которые часто остаются полыми. Мощность верхней части почвы II до кровли почвы I

0,2

7. Глины коричневые, редкобобовые неслоистые, с размывом перекрывают почву II. В глине рассеяны коричневые или вишнево-красные железистые бобовины. Встречаются прожилки гипса

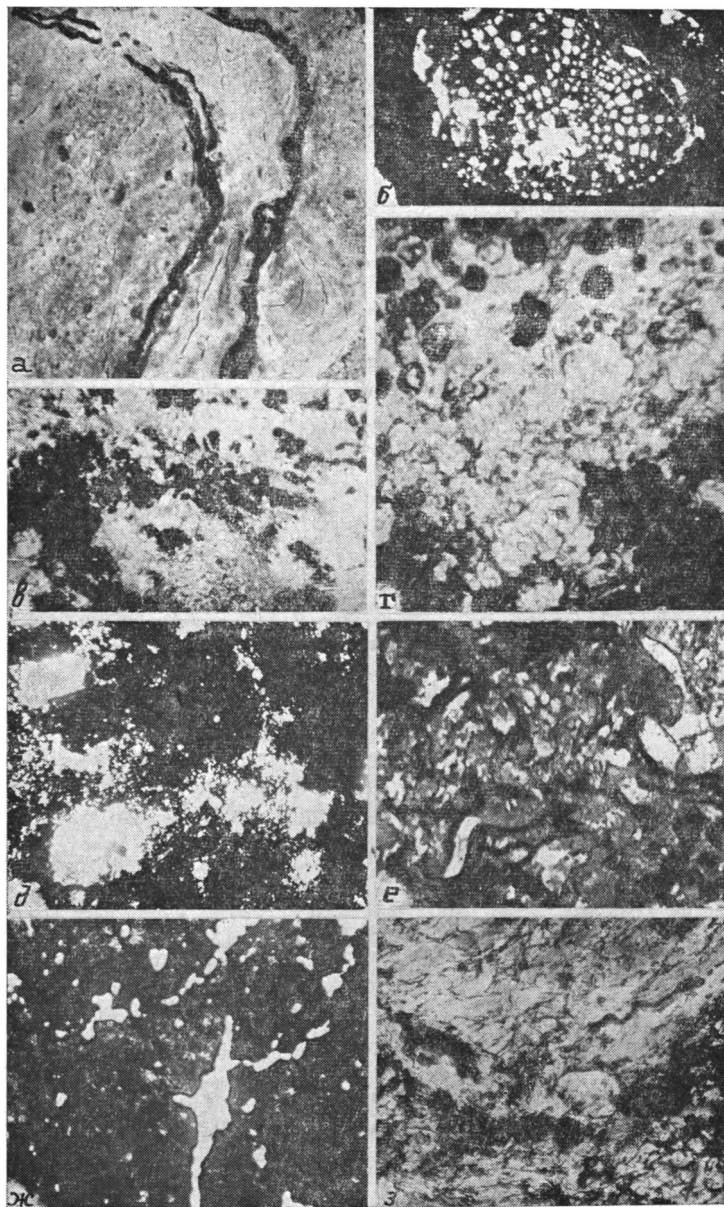
0,45

8. Грубая щебнисто-бобовая железная руда состоит из красных полуокатанных либо угловатых железистых обломков, округлых бобовин (перемытых конкреций, сцементированных глинистым или глинисто-железистым цементом) (фиг. 4, а—в). Руда неслоистая с беспорядочно расположенным и не сортированным обломочным материалом размером от 3—6 до 11—15 мм. Среди обломков встречаются коричневые существенно гетитовые разности, вишнево-красные гетит-гематитовые и пестроцветные, состоящие из красного или коричневого железистого и светлого глинистого материала. Гипс выполняет прожилки и пустотки в руде и трещинки в обломках (см. фиг. 4, в)

0,4

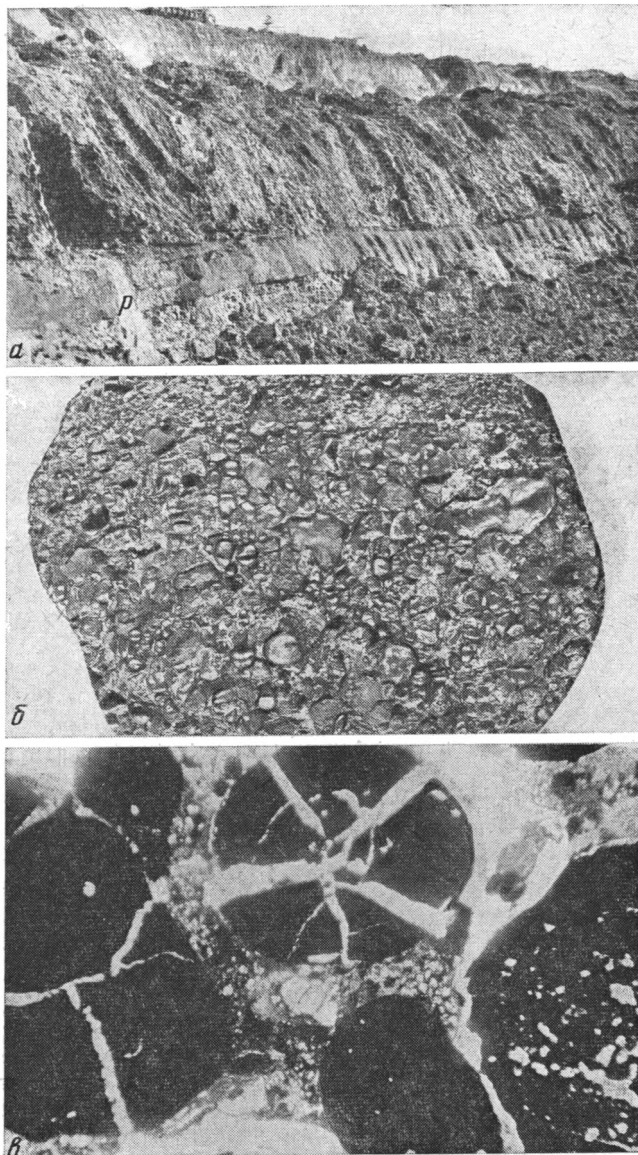
9. Мелкобобовая железная руда с размером бобовин от 1—2 до 3—5 мм. Обломки-бобовины плохо сортированы, сцементированы колломорфной глиной. В нижней части пласта встречен прослой глинистого песка из гетит-гематитовых зерен мощностью 3 см. Встречаются выделения и прожилки гипса

0,15



Фиг. 3. Микрофотографии шлифов железистокаолиновых почв при одном никеле

a — след корешка с оторочкой ожелезнения, выполненный колломорфным каолинитом среди материнской глины чешуйчатой микроструктуры, справа внизу — пустотка, заполненная колломорфным каолинитом, середина профиля почвы, увел. 80; *б* — псевдоморфоза гетит-гематита по корешку растения, середина профиля, увел. 60; *в* — пятна-сгустки гетит-гематита, середина профиля, увел. 40; *г* — сгустки, прожилки и бобовины-конкреции гетит-гематита, формирующиеся в почвах, середина профиля, увел. 40; *д* — пятна, ветвисто-сетчатые выделения гетит-гематита, напоминающие колонии железобактерий, верх профиля, увел. 160; *е* — червеобразные формы каолинита, середина профиля, увел. 80 с анализатором; *ж* — комковатая, трещиноватая порода железистого панцыря верхней части профиля, увел. 40; *з* — галлаузитовая глина колломорфной микротекстуры с сетчатыми прожилками гидроокислов железа из корневидного канала в верхней части профиля, увел. 80



Фиг. 4. Железные руды

а — пласт руды (р) в стенке карьера; *б* — грубообломочная руда, натуральной величины; *в* — шлиф руды: внизу справа — железистый обломок, пористый, трещиноватый, перемытый из почв, вверху и внизу слева — перемытые конкреции-дробины с трещинками синерезиса, заполненными гипсом (белое), увел. 40, николь один.

Выше с резким размывом залегают коричневые глины с валунами железных руд, относящиеся к моренным отложениям антропогена.

По мнению Э. А. Кальберг и др. (1971), формирование железных руд и вмещающих их глинистых пород михайловской толщи связано с усилением заболачивания. Проведенные нами исследования свидетельствуют, что гетит-гематитовый состав железных руд, а также структурно-текстурные особенности руд и вмещающих их глин указывают на на-

копление пород михайловской толщи в аэральной обстановке, где господствовали отложения макрофации пролювия. Причем грубообломочные гравийно-бобовые, плохо сортированные железные руды (см. фиг. 1, а, слои 2, 8, 9 и фиг. 4) представляют собой внутренние части пролювиальных конусов выноса, а бобовые или редкобобовые, неслоистые, плохо сортированные глины (слои 1, 3, 4, 5, 7) относятся к фациям внешних частей конусов выноса пролювия или пересыхающих озер.

Накопление осадков всей надбокситовой толщи происходило прерывисто. На поверхности глинистых либо гравийно-бобово-глинистых осадков во время длительных перерывов в осадконакоплении формировались железистокаолиновые почвы. Последние четко диагностируются в разрезе благодаря наличию почвенного профиля с различными горизонтами, усилению степени преобразования исходного материала вверх по профилю, обилию корней или корневищ либо их следов. Следует отметить, что в раннем карбоне подземные органы многих растений имели стеблевую природу (корневища) или принадлежали к ризофрам. Так, у плауновидных подземными органами были ризофоры (стигмарины), но от них отходили корни (ризофоры). У птеридосперм имелись постоянные корни, а у папоротников от подземных стелющихся корневищ часто также отходили корни.

Из приведенного выше описания разреза видно, что породы, измененные древними элювиальными процессами, имеют многочисленные текстурно-структурные особенности, сближающие их как с породами, описанными в ископаемых почвах (Цеховский, 1973, 1975; Цеховский и др., 1974; Теофилова, 1975; Чалышев, 1974), так и с образованиями в современных почвах (Kubiéna, 1938; Brewet, 1964; Дюшофур, 1970 и др.).

В характеризуемой надбокситовой толще наблюдается слияние почвенных профилей I и II. Формирование почвы I было временно прервано. На ее слаборазмывтой поверхности отложился небольшой по мощности пласт гравийно-бобовых глинистых пород, на которых сформировалась почва II. На ней произрастали более крупные и высокие растения (судя по диаметру корневых каналов), чем во время формирования почвы I.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВ ЖЕЛЕЗИСТОКАОЛИНОВЫХ ПОЧВ

Из приведенного описания видно, что в разрезе надбокситовой толщи четко выделяются (см. фиг. 1, а) две ископаемые почвы — I и II. Однако при расшифровке процессов минералообразования в них мы сталкиваемся с рядом трудностей. В частности, профиль почвы I, вероятно, не полный. Самая верхняя его часть, по-видимому, уничтожена размывом. Кроме того, почва II формировалась как на продуктах перемыыва верхов почвы I, так и перерабатывала верхнюю часть почвы I, что несомненно затрудняет последовательную реконструкцию элювиальных процессов. В то же время в почве II хорошо сохранилась верхняя ее часть с трубчатыми следами корневищ, корней или подземных стеблей или стволов растений (см. фиг. 1, слой 6). Поэтому если предположить, что общая направленность почвенных процессов в отрезок времени, соответствующий преобразованию слоев 4—6, существенно не изменилась, тогда можно считать, что почва II как бы надстраивает верхнюю размывтую часть почвы I и ее условно можно считать самым верхним горизонтом единого свободного почвенного профиля. Таким образом, с подобной оговоркой мы можем охарактеризовать все горизонты древнего почвенного профиля.

Следует также отметить, что характеризуемые почвы содержат включения минералов разной генерации. Часть из них непосредственно связана с почвообразующим процессом (стяжения гидроокислов железа,

выделения колломорфного глинистого вещества и червеобразного каолинита).

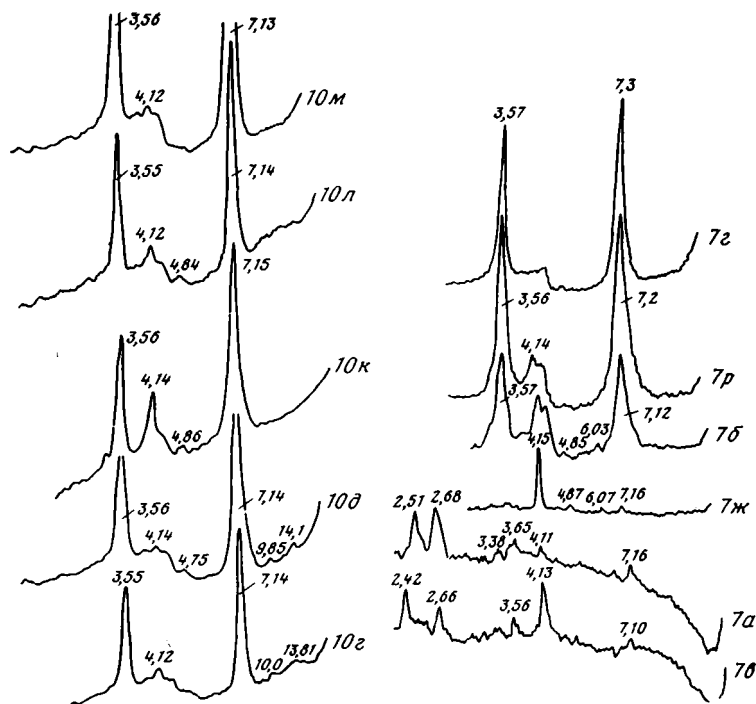
Гипс и реже встречающийся кальцит имеют вторичное происхождение, материал для их образования привнесен в почву из перекрывающих осадочных пород.

Интересен вопрос о генезисе каолинового глинистого вещества, заполняющего корневидные каналы. Возможны два варианта его решения: 1 — глинистое вещество было вымыто в почву в процессе ее формирования, и поэтому оно также преобразовано почвенными процессами; 2 — глины привнесены в почву из вышележащих толщ после прекращения элювиальных процессов. Часть глины, заполняющая корневидные каналы, так же как и породы железистого панциря, часто несет (см. фиг. 3, ж) признаки почвообразующих процессов (сетчатые прожилки гематита колломорфные выделения глинистого вещества, комковатая текстура и др.), т. е. эти глины испытали более ослабленное воздействие почвенных процессов, вероятно, в самую последнюю стадию их формирования. В то же время другая часть глинистого вещества корневидных каналов, имеющая равномерную коричневую окраску, возможно, была вымыта из вышележащих толщ после прекращения почвообразования. Поэтому при изучении состава древних почв и расшифровке процессов минералообразования мы учитывали возможность присутствия в них аутигенных минералов, непосредственно не связанных с элювиальным процессом, и исключали их из генетических реконструкций.

В почвах наиболее сильные преобразования испытала порода, слагающая железистую часть панциря. Трубчатые каналы заполнены как веществом, измененным почвенными процессами, так и вымытым сюда из вышележащих толщ. Поэтому мы проводили отдельные аналитические исследования пород, обращая большее внимание на те их участки, которые несомненно преобразованы собственно почвенными процессами.

Визуальное и микроскопическое изучение почв, сформировавшихся на существовавших или бобово-глинистых породах, свидетельствует о возрастании содержания железа в их верхних горизонтах. Это связано с увеличением содержания железистых обломков в верхних частях почвы и с интенсивным привносом гидроокислов железа в процессе почвообразования. Наиболее сильно обогащены соединениями железа породы самой верхней части элювиального профиля (слой 6). Причем наиболее ожелезненные участки кольцеобразно окружают корневидные полости, а далее к периферии интенсивность ожелезнения несколько сокращается. Материнское вещество почв (фиг. 5, обр. 10г — глины коричневые) и слабо измененные глины из низов профиля (см. фиг. 5, обр. 10д — глины пестроцветные), по данным рентгеновского анализа, представлены каолинитом с очень небольшой примесью гидрослюда, хлорита и смешанослойных гидрослюдисто-монтмориллонитовых образований. В средней части пачки пород, измененных почвами, фиксируется интенсивное преобразование исходных чешуйчатых глин в глины с колломорфной или червеобразной микротекстурой. Однако по минеральному составу эти глины остаются каолинитовыми (см. фиг. 5, обр. 10к, 10л, 10м). В то же время в отличие от исходных пород в них совершенно исчезает примесь гидрослюда, хлорита и смешанослойных образований, и глины становятся каолинитовыми мономинеральными.

Для верхней наиболее интенсивно преобразованной почвами части профиля (слой 6) отдельно исследовались пробы из железистого каркаса (см. фиг. 5, обр. 7ж — сильно ожелезненный кольцевидный участок вокруг корневидных каналов; обр. 7а и 7в — внутренняя часть железистого каркаса), а также из разноцветного глинистого вещества, заполняющего корневидные полости (обр. 7р — глина розовая и коричневая, обр. 7б — глина бежевая, обр. 7г — глина светло-зеленая).



Фиг. 5. Дифрактограммы природных образцов почвенных пород из слоев 3—6 разреза, показанного на фиг. 1.

В составе этих проб установлены гетит (4,14 Å), гематит (3,68; 2,70; 2,51 Å), минералы каолининовой группы (7,16—7,3; 3,57 Å). В качестве небольшой примеси в отдельных пробах из железистого каркаса (обр. 7ж) и (обр. 7б) из корневидной полости, заполненной пестроцветной глиной, установлены гиббсит (4,85—4,87 Å) и бемит (6,03—6,07 Å). В некоторых пробах присутствует гипс (7,56; 3,06 Å и др.).

Судя по дифрактограммам, почвенные каолиниты в целом сходны между собой и характеризуются невысокой степенью совершенства. Интересно появление в трубчатых каналах почвы, заполненных голубовато-белой глиной, каолининового минерала (см. фиг. 5, обр. 7г) с базальным рефлексом 7,3 Å, принадлежащим, вероятно, галлуазиту.

Результаты силикатного анализа (таблица) почвенных пород свидетельствуют о существенном возрастании вверх по профилю гидроокислов железа от 15,7 и 17,25 в его низах (обр. 10г и 10д) до 21,5 и 19,5% в средней части (обр. 10к и 10л) и до 47,3 и 45,68% в верхней части (обр. 7а и 7в из железистого каркаса). Параллельно происходит сокращение содержаний SiO_2 (от 33,50 до 13,43%), Al_2O_3 (от 33,81 до 17,56—20,97%), а также Na_2O и K_2O . Рост содержаний CaO (от 0,0—1,2 до 2,59%) связан с присутствием в верхней части вторичного гипса. Сокращение содержания K_2O от 0,19—0,31% в низах профиля до 0,03% в верхах свидетельствует о каолинизации гидрослюд. В пользу небольших количеств свободного глинозема в верхах профиля свидетельствует превышение значений Al_2O_3 над SiO_2 в образцах из железистого каркаса панцыря на 4—5% (обр. 7а, 7в). В низах профиля, напротив, значения SiO_2 всегда равны или превышают значения Al_2O_3 (обр. 10г, 10д, 10к, 10л).

Химический состав глинистого вещества, заполняющего пустоты корешков в железистом панцыре почвы (обр. 7б), сходен с составами вышележащих глинистых пород михайловских слоев (обр. 11д), но несколько отличается от них более низким содержанием гидроокислов железа.

Химический состав (вес. %) почвенных пород из михайловского горизонта

Компоненты	10г	10д	10к	10л	7а	7в	7р	7г	14м	12б	12в	11д
SiO ₂	33,50	34,92	33,20	33,40	13,43	16,98	41,02	37,06	14,85	8,62	5,69	33,96
TiO ₂	1,54	1,68	3,28	1,55	1,66	1,20	0,90	1,10	1,21	1,65	0,59	1,90
Al ₂ O ₃	33,81	31,56	29,62	32,50	17,56	20,97	36,76	33,65	16,59	11,90	4,90	29,90
Fe ₂ O ₃	15,70	17,25	21,50	19,35	47,30	45,68	6,40	11,73	51,36	62,05	75,70	20,00
FeO	Нет	0,27	Сл.	Нет	Сл.	0,11	0,10	0,11	0,76	0,07	0,23	0,10
MnO	0,02	0,06	0,05	0,06	0,12	0,09	0,02	0,04	0,35	0,11	0,28	0,06
MgO	0,90	0,13	0,59	0,66	0,49	1,59	0,55	0,82	0,59	0,16	0,50	0,15
CaO	Нет	1,20	0,10	Нет	2,59	0,91	0,85	1,14	2,34	2,27	3,02	0,22
Na ₂ O	0,11	0,30	0,10	0,11	0,06	Сл.	Сл.	Сл.	0,08	Сл.	0,38	Сл.
K ₂ O	0,19	0,31	0,12	0,07	0,03	»	»	»	0,04	»	0,20	»
H ₂ O ⁻	1,70	1,75	1,24	2,00	2,44	—	—	—	2,10	—	2,17	—
H ₂ O ⁺	11,88	11,01	10,16	10,85	10,36	—	—	—	8,70	—	7,84	—
CO ₂	Нет	0,15	Нет	Нет	Нет.	—	—	—	Нет	—	0,15	—
C	—	Нет	—	—	—	—	—	0,05	—	—	Нет	—
P ₂ O ₅	—	0,01	Сл.	—	Сл.	0,05	—	0,02	—	0,12	0,09	0,04
П.п.п.	—	—	—	—	3,25	13,14	14,10	14,58	—	12,28	—	14,20
Сумма	99,35	100,60	99,96	100,55	99,29	100,70	100,70	100,30	98,97	99,23	101,75	100,53

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТОКАОЛИНОВЫХ ПОЧВ

Главными процессами, происходившими в почвах, были каолинообразование и ожелезнение. Аутигенный каолинит почв частично формировался за счет разрушения гидрослюд, содержащихся в материнских породах почвы. Однако главная его масса возникла в результате преобразования исходного чешуйчатого каолинита в каолинит колломорфный или червеобразный. Процесс возникновения железистого панцыря протекал, видимо, так же, как и в современных тропических почвах. В случае присутствия в основании почвенного профиля пород-водоупоров и невысокого уровня залегания грунтовых вод последние часто испытывали горизонтальное перемещение. В связи с этим происходило перераспределение многих компонентов почвы, особенно соединений, которые выносились при оглеении ее отдельных участков и накапливались в небольших понижениях элювиальных покровов, образуя гидроморфные железистые панцыри, подобные современным (Дюшофур, 1970).

В почвенном профиле (см. фиг. 1) слой 3 представляет материнскую породу, слой 4 соответствует пестроцветному горизонту «В», слой 5—6, насыщенные корневидными каналами, вероятно, соответствуют горизонту «А» или «АВ», ожелезненному и превращенному в гидроморфный железистый панцырь.

После формирования железистокаолиновой почвы I произошел небольшой размыв ее самой верхней части, что привело к отложению на поверхности почвы грубообломочных глинисто-бобово-гравийных пород (слой 6). Формирование почвы II протекало, вероятно, в условиях большего дренирования, чем почвы I. Поэтому наряду с образованием каолинита, гематита, гетита, здесь в небольших количествах возникали гиббсит и бемит. Образование галлуазита в корневидных каналах происходило, вероятно, на последней стадии формирования почвы. Заполнение этих каналов коричневой глиной, гипсом и карбонатами осуществлялось уже после перекрытия почвы вышележащими толщами и связано с привносом вещества из них. В целом формирование почвы II знаменует собой начало перехода от железистого каолинового элювия к латеритному.

Описанная пачка пород с горизонтами пестроцветных почв хорошо выдержана в карьере Североонежского месторождения и является здесь маркирующей. Однако верхние горизонты почв часто бывают размывы

и сохраняется лишь их пестроцветная зона. Поэтому именно железисто-каолиновые почвы служили, по-видимому, основным источником железистых обломков для вышележащего пласта железных руд.

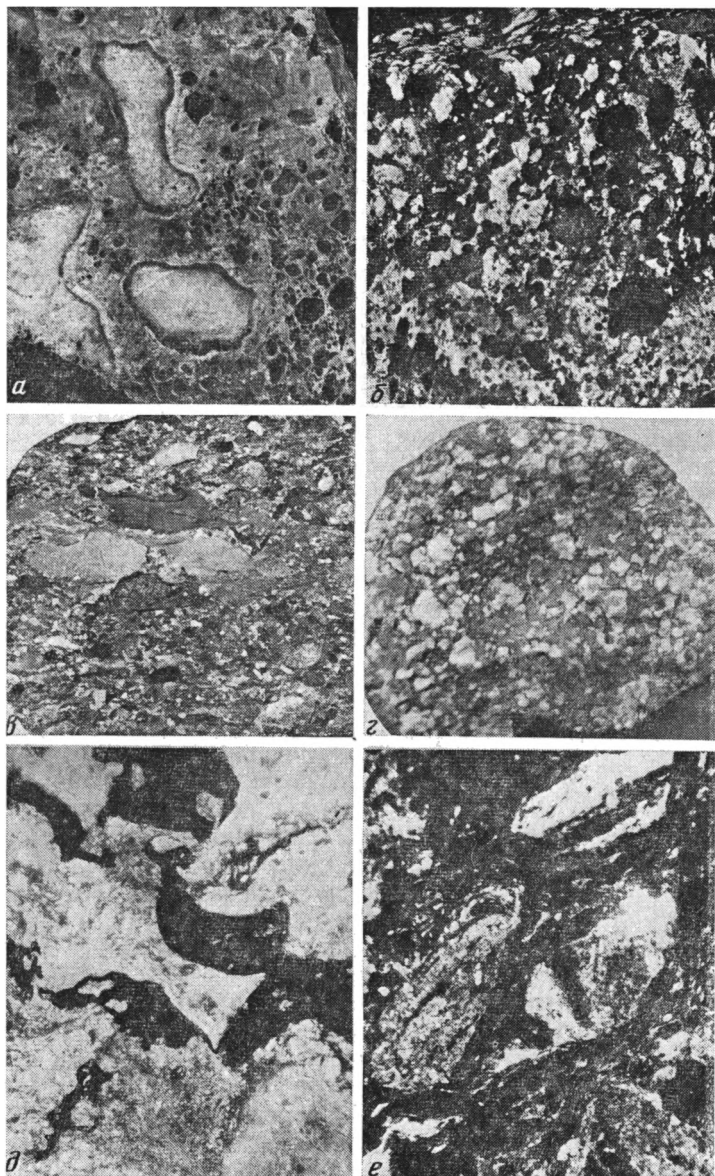
После образования почв отложение железных руд началось не сразу. В ряде участков на поверхности почв вначале отложилась пачка коричневых редкобобовых глин пролювиально-озерного генезиса мощностью 0,4 м. Эти глины по составу каолинитовые железистые — Fe_2O_3 20% (см. табл. 1, обр. 11а). Очевидно, эти глины, как и присутствующие в них гетит-гематитовые бобовины-обломки, сформировались за счет размыва железистокаолинового элювия. Однако на первом этапе в условиях слабодифференцированного рельефа из элювия выносился лишь тонкий преимущественно пелитовый каолиновый материал. И лишь дальнейшее усиление дифференциации рельефа привело к размыву железистых обломков панцыря почв и их локализации в пласте железных руд. В пользу генетической связи рудных обломков из пласта железных руд с подстилающими породами железистой почвенной кирасы свидетельствуют их исходный минеральный состав, макро- и микро-текстурно-структурные особенности (см. фиг. 4, в). Подобно породам панцыря железистокаолиновых почв обломки из пласта железных руд имеют каолинит-гетит-гематитовый состав, вишнево-красную (до черной), коричневую или пеструю (пятнистую) окраску, сильно трещиноваты, пористы, обладают комковатой текстурой. Среди них встречаются также темно-красные до черных оолиты-дробины диаметром 2—5 мм, вероятно, представляющие собой перемытые почвенные конкреции, подобные тем, что установлены в почвах (см. фиг. 3, г).

Частое присутствие перемытых трубчатых фоссилизированных железистых корешков (диаметром 3—8 мм и длиной 3—6 см) среди обломков железных руд также свидетельствует в пользу почвенных источников их сноса.

Генетическое родство осадочных железных руд (см. таблицу, обр. 14м, 12б) и железистых пород нижележащих почв (обр. 7а, 7в) подтверждается их близким химическим составом. В тех и других наблюдается небольшое преобладание содержания Al_2O_3 над SiO_2 . Правда, количество Fe_2O_3 в железных рудах несколько выше (51—75%) по сравнению с железистыми породами почв (45—47%). Это связано, видимо, с процессами минералообразования, протекавшими внутри рудного пласта (цементация обломков железистым материалом, образование вокруг обломков железистых оторочек и др.). Наконец, сам по себе гетит-гематитовый состав обломков железных руд может указывать на элювиальный характер древних источников сноса. Среди диагенетических озерно-болотных или морских железных руд позднепалеозойского и более молодого возраста обычно доминируют иные минералы, такие, как хлорит, сидерит, гетит (Чухров, 1975; Лукашев и др., 1971). Таким образом, приведенные наблюдения со всей очевидностью указывают на тесную генетическую связь железных руд с породами железистокаолиновых почв.

В разрезе михайловских слоев вышеотмеченные горизонты почв не являются единственными. В северо-восточной части карьера почвы, подобные описанным, были встречены В. Х. Наседкиной в самом основании разреза на уровне, соответствующем нижнему горизонту бобовых железных руд (см. фиг. 1, слой 2). Эти почвы имеют мощность 0,3—0,4 м и также венчаются горизонтом железистокаолиновых пород мощностью 0,2 м. Вероятно, и нижний горизонт железных руд возник за счет перемыва более древних, чем рассмотренные ранее, железистых почв. Содержание окисного железа в нижнем пласте железных руд достигает 75,10% (см. таблицу, обр. 12в).

Процессы интенсивного минерального преобразования пород, связанные с формированием железистокаолиновых почв, воздействовали не



Фиг. 6. Горные породы, измененные почвенными процессами

а — боксит осветленный грубообломочный с железистоглиноземистыми оторочками вокруг осветленных латеритных обломков, с частично каолинизированным цементом, кровля бокситов, 0,5 натуральной величины; *б* — обломочный боксит с пятнами обеления и каолинизации, кровля бокситовой толщи, 0,5 натуральной величины; комковатые макротекстуры почв в подбокситовых каолининовых глинах (сиаллитовых брекчиях); *в* — обр. из скв. 102, глубиной 11,6 м, натуральной величины; *г* — обр. из скв. 106, глубиной 10,5 м, 0,5 натуральной величины. Микрокомковатые текстуры глин в шлифах (микрокомочки глин окружены сетчатыми прожилками гидроокислов железа); *д* — обр. из скв. 102, глубиной 11,6 м, подбокситовая сиаллитовая брекчия, шлиф увел. 40, николь один; *е* — обр. из скв. 102, глубиной 12,2 м, кровля толщи алевроитовых глин де-вона, шлиф увел. 40, николь один

только на надбокситовую толщу. В той или иной мере они способствовали и преобразованию кровли подстилающих бокситов.

Действие вторичных процессов выразилось в: 1 — осветлении бокситов и образовании желтовато-зеленых рыхлых гиббсит-бемит-гетитовых

оторочек вокруг обломков или бобовин (фиг. 6, а); 2 — пятнистом обелении и каолинизации исходных пород (см. фиг. 6, б); формирующийся при этом аутигенный каолинит имеет в шлифах колломорфную и червеобразную микротекстуру; 3 — выносе гидроокислов железа и улучшении качества бокситов; 4 — частичном огипсовании бокситов.

Эти изменения бокситов несомненно связаны с целой серией различных по природе разновозрастных вторичных процессов, которые в настоящее время еще трудно полностью реконструировать. Однако выводы о том, что вторичная каолинизация кровли бокситов, перераспределение или вынос из них гидроокислов железа связаны с растворами, проникавшими из михайловских почв, представляются наиболее достоверными. Доказательством этому служит образование в измененных бокситах таких аутигенных минералов, как колломорфный или червеобразный каолинит, сетчатых выделений гидроокислов железа, сходных с аутигенными минералами железистокаолиновых почв. Мощность интенсивно каолинизированных бокситов под подошвой михайловских слоев достигает 1—2 м, по трещинам каолинизирующие растворы иногда проникали и в более глубокие горизонты бокситовой залежи.

Бокситы, неизмененные вторичными процессами (или незначительно измененные), сохранились к настоящему времени в кровле рудной залежи лишь локально в форме реликтов (мелких линз). Это красные обломочные щебнисто-гравийные породы делювиально-пролювиального генезиса. Образование гипса в бокситах и вышележащей надрудной толще отвечает одной из последних стадий их вторичного изменения и, вероятно, связано с перекрывающими их морскими отложениями, а также с гипсоносными отложениями ранней перми, сохранившимися от размыва в нескольких десятках километров к юго-востоку от бокситоносного района.

С другой стороны, формирование желтовато-зеленых железистоглиноземистых оторочек вокруг обломков в бокситах связано с одной из наиболее ранних фаз проявления вторичных процессов и, по-видимому, осуществлялось еще в бокситорудную эпоху.

Следует подчеркнуть, что интенсивное формирование каолиновых и железистокаолиновых почв происходило не только в завершающую стадию формирования бокситов. Они пользуются также широким развитием и в подбокситовой каолиновой толще. В частности, в ее базальных слоях часто отмечаются горизонты так называемых сиаллитовых брекчий, которые в ряде случаев действительно слагаются обломками пелитовой структуры. Однако здесь же встречаются (см. фиг. 6, в, г) горизонты псевдообломочных пород мощностью до 0,1—0,3 м. Их псевдообломочная структура представляет собой, по сути дела, комковатую структуру почвы и вторичную пятнистость, обусловленную неравномерным выносом из породы гидроокислов железа. В шлифах (см. фиг. 6, д) особенно хорошо видно, что подобные псевдообломки представляют собой комочки глины, отделенные друг от друга выделениями гидроокислов железа. Они имеют сильно удлиненную, местами извилистую форму, не свойственную обломочному материалу, и возникли, видимо, в результате распада единого глинистого блока на множество комочков, сцементированных гидроокислами железа. В этих породах, как и в охарактеризованных выше почвах, фиксируется сетка жилок гидроокислов железа, выделения колломорфного и червеобразного каолинита. В то же время горизонты сильно ожелезненных кирасированных пород среди почв подбокситовой толщи встречены не были.

На Североонежском руднике горизонты каолиновых почв встречены нами в основании подбокситовой толщи в разведочных скважинах № 95—112. В скважине 102, например, каолиновая почва вскрыта в интервале 10,35—11,0 м. Интересно, что залегающие ниже коричневые глины девона в самой верхней своей части (в интервале 11,0—11,85 м)

также сильно преобразованы почвенными процессами. Вследствие этого они приобрели пеструю окраску, в шлифах в этих глинах хорошо видны сетчатые прожилки гематита и комковатые текстуры (см. фиг. 6, е). В этих же глинах часто встречается аутигенный каолинит колломорфной либо червеобразной микротекстуры.

Как каолиновые, так и железистокаолиновые почвы, вероятно, пользовались в характеризующую эпоху широким распространением. В пределах элювиальных покровов железистокаолиновые кирасы (панцыри), вероятно, возникали в небольших понижениях рельефа, куда стекали почвенные воды. Соответственно приподнятые участки этого покрова обеднялись железом. Однако наиболее интенсивный вынос железа происходил в низких, периодически заболачиваемых участках покровов, где господствовали глеевые процессы.

• Таким образом, до начала бокситообразования в пределах Северо-онежского района широким развитием пользовался каолиновый элювий. С размывом каолиновых почв и кор выветривания и переотложением их продуктов связано формирование подбокситовых каолиновых глин, которые сохранили местами следы наложенных почвенных процессов. Затем каолиновое выветривание сменяется латеритным. Остатки латеритных кор выветривания в пределах древних водоразделов описаны К. Н. Трубиной (1958) и Ф. А. Киреевым (1975). В области аккумуляции на каолинит-бокситовых осадках местами также формировались латеритные почвы, улучшавшие качество первичного материала. В михайловское время латеритное выветривание прекратилось и сменилось железистокаолиновым и каолиновым. Хотя в характеризующих почвенных профилях местами устанавливается присутствие свободного глинозема, однако его содержание не очень велико, главным же минералообразующим процессом в почвах являлось каолинообразование, перераспределение и местами концентрация соединений железа.

В чем же причина появления каолинового, железистокаолинового и латеритного элювия в жаркой гумидной зоне Земли? Многие геологи связывают формирование латеритного элювия и продуктов его переотложения — бокситов с жарким переменным-влажным климатом. В отличие от них С. Т. Акаёмов и др. (1975) доказывают, что латеритообразование тяготеет к постоянно влажным участкам тропической зоны. Последняя точка зрения вряд ли правильна. Ведь в строении большинства известных осадочных месторождений бокситов часто преобладают породы делювиально-пролювиального генезиса, представляющие собой отложения временных потоков и имеющие основное распространение в зонах с жарким переменным-влажным климатом, преимущественно в незалесенных или слабо залесенных ландшафтах. В современной тропической зоне Земли с этим типом климата связаны различные растительные ассоциации (Вальтер, 1968) от тропических влажных саванн до тропических дождевых лесов, во многих участках которых в течение одного-двух месяцев могут почти не выпадать осадки или выпадать в очень малом количестве (10—20 мм). Поэтому можно согласиться с точкой зрения Г. И. Бушинского (1975), считавшего, что бокситообразование происходит и в зоне саванны, и в зоне тропического леса.

С другой стороны, на примере современного и древнего элювия Б. М. Михайлов и Г. В. Куликова (1977) отмечают, что в тропической зоне Земли фациальные переходы латеритного, железистокаолинового и каолинового элювия часто контролируются геоморфологическим положением участков, которые соответственно располагаются в пределах высоких расчлененных пенепленов или холмистых и низменных равнин. Обычно на каждой более низкой ступени рельефа часто происходит ухудшение дренажных условий, что приводит к смене железистоглиноземистого элювия на железистокаолиновый и каолиновый.

Таким образом, вопрос об обстановках, способствующих возникновению разных типов гумидного тропического элювия остается спорным. Поэтому однозначно решить, с чем связано изменение типов тропического элювия в разрезах нижнего карбона, трудно. Литолого-фациальный состав изученных толщ, палеонтологические и палеофлористические данные не позволяют выявить какие-либо существенные изменения климата. Вероятно, в течение времени формирования алексинско-михайловских слоев он оставался гумидным жарким, переменнo-влажным. Скорее всего здесь имела место смена геоморфологических условий. После девонской регрессии моря, каолиновые почвы нижней пачки формировались в условиях низменной или слабовозвышенной, периодически заболачиваемой равнины. Дальнейшее поднятие региона привело к возникновению ландшафта возвышенной равнины, улучшению условий дренажа и формированию латеритного элювия. Наконец, в начале михайловского времени начинается опускание региона, предшествующее среднекарбоновой трансгрессии моря. В этих условиях дренаж в почвах естественно ухудшается, и латеритный элювий постепенно сменяется на железистокаолиновый и каолиновый.

Вероятно, закономерное положение бокситов внутри каолиновых и железистокаолиновых толщ на некоторых месторождениях карбона Русской платформы диктуется принципиально общей историей их развития. В начальную фазу происходила регрессия моря и формировался каолиновый элювий в условиях ландшафта низменной приморской равнины, где обычно господствовал влажный приморский климат и произрастали тропические леса. Дальнейшее постепенное поднятие региона и регрессия моря приводили к возникновению ландшафтов возвышенных равнин с более разреженными лесными ассоциациями и возросшей продолжительностью сухих сезонов. Эта смена ландшафтов приводила к появлению вначале железистокаолинового, а затем латеритного элювия. Новая фаза опускания региона и трансгрессия моря приводила к изменению ландшафтов в обратном порядке и закономерной смене латеритного элювия железистокаолиновым и каолиновым. Подобное изменение обстановок и связанных с ними типов элювия, а также коррелятных им осадков можно наблюдать, например, на Тихвинском месторождении бокситов, где подрудная пачка представлена углистыми или осветленными каолиновыми глинами с горизонтами пестроцветных каолиновых почв.

На Аркалыкском месторождении бокситов в Казахстане толща осадочных бокситов с горизонтами латеритных почв сменяется вверх по разрезу каолиновыми породами акжарской свиты, содержащими многочисленные горизонты железистокаолиновых почв (Цеховский, 1975). Их формирование предшествовало здесь среднеэоценовой морской трансгрессии и, вероятно, свидетельствует об общем понижении региона в это время.

ВЫВОДЫ

В пределах Североонежского месторождения бокситов на основе детального литолого-фациального анализа рассмотрены вопросы строения и минерального состава подрудной и надрудной каолиновых толщ.

В их строении важную роль играют горизонты ископаемых каолиновых и железистокаолиновых почв, местами с зачаточным латеритообразованием. Подобные почвы для палеозойской истории Земли ранее не фиксировались.

Железистокаолиновые и каолиновые почвы служили здесь главным источником обломочного материала для осадочных железных руд и вмещающих пластов глин, кроме того, они способствовали вторичной каолинизации и осветлению бокситов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристовская Т. В. Микробиология подзолистых почв. М., «Наука», 1965.
- Акаемов С. Т., Пастухова М. В., Теняков В. А., Ясаманов Н. А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Бушинский Г. М. Геология бокситов. М., «Недра», 1975.
- Вальтер Г. Растительность земного шара. М., «Прогресс», 1968.
- Денисов И. А. Основы почвоведения и земледелия в тропиках. М., «Колос», 1971.
- Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М., «Прогресс», 1970.
- Кальберг Э. А., Левандо Е. П., Махнач З. К. Бокситы северо-запада Русской платформы.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
- Киреев Ф. А. Латеритные коры выветривания Североонежского бокситоносного района.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Лукашев К. И., Ковалев В. А., Жуховицкая А. Л., Хомич А. А., Генералова В. А. Геохимия озерно-болотного литогенеза. Минск, «Наука и техника», 1971.
- Михайлов Б. М., Куликова Г. В. Фациальный анализ кор выветривания.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер., т. 228. Л., «Недра», 1977.
- Тимофеев П. П., Цеховский Ю. Г., Феофилова А. П. Почвенный литогенез и его роль в формировании осадочных пород.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 4.
- Трубина К. Н. Древняя латеритная кора выветривания в районе Северо-Онежских месторождений бокситов.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Феофилова А. П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса.— Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 270.
- Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 242.
- Цеховский Ю. Г., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова Н. П. Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казахстана. Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Цеховский Ю. Г. О генетической классификации бокситоносных толщ Аркалыкского месторождения.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975.
- Чалышев В. И. Ископаемые почвы пермских угленосных отложений северо-востока Европейской части СССР. Изд-во Коми фил. АН СССР, Сыктывкар, 1974, вып. 11.
- Чухров Ф. В. Некоторые вопросы генезиса осадочных железных руд. В кн.: Гипергенные окислы железа. М., «Наука», 1975.
- Brewer R. Fabric and Mineral Analysis of Soils. John Wiley and Sons. New York — London — Sydney, 1964.
- Kubiena W. Micropedology. Ames, Iowa, 1938.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
8.1.1979

УДК 553.068.34

РОССЫПНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ТИПИЗАЦИИ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Н. Г. ПАТЫК-КАРА

Критерием для типизации россыпных металлоносных площадей служат особенности тектоно-геоморфологической эволюции земной поверхности. Совокупности (парагенезис) обломочных осадочных образований (отвечающих сходной тектонической, геоморфологической и ландшафтно-климатической обстановке), содержащие комплексы россыпей определенных морфогенетических типов, выделяются в качестве россыпных формаций. Взаимосвязь макроформ рельефа с основными структурами земной коры позволяет проследить также ряды россыпных формаций: геосинклинальный, орогенный эпигеосинклинальный, орогенный эпиплатформенный и платформенный, характеризующиеся различным набором россыпных формаций и парагенезисом россыпеобразующих минералов. Формационный анализ с определением рядов россыпных формаций, выделением среди них ведущих, второстепенных и спорадически встречающихся и установлением соотношения россыпных формаций во времени может служить основой для региональной оценки руднороссыпных площадей.

Особенности тектоно-геоморфологической эволюции земной поверхности, находящие отражение в строении россыпных месторождений, служат важным критерием для типизации россыпных металлоносных площадей (Шило, 1967). Непосредственным выражением структурно-геоморфологических и неотектонических различий обстановки россыпеобразования являются морфогенетические типы россыпей, в которых зафиксированы помимо генетических различий такие важные признаки, как соотношения фаз размыва и аккумуляции, мощность продуктивных осадков и торфов, глубина и соотношение разновозрастных врезов (Геология россыпей олова..., 1979). Многообразие морфогенетических типов россыпей в пределах локальной россыпной площади или россыпного района неоднократно описано в литературе (Ю. А. Библин, И. С. Рожков, А. П. Божинский, Г. Б. Жилинский, Б. В. Рыжов, Н. Г. Патык-Кара и др.) и относится к вопросам геоморфологической зональности. Выделяя морфогенетические типы россыпей как объективно существующие геологические тела, следует подчеркнуть, что в пределах россыпной площади — россыпного поля, россыпного узла, района — мы имеем дело с характерными сочетаниями морфогенетических типов россыпей, среди которых выделяются ведущие, второстепенные и подчиненные элементы. Эти сочетания имеют закономерный характер и предоставляют возможность для типизации россыпных площадей с учетом структурно-геоморфологических условий россыпеобразования.

Сочетание морфогенетических типов россыпей в пределах территорий со сходными морфоструктурными условиями испытывает также влияние присущего данному району типа литогенеза. Достаточно напомнить повышенную роль пролювиальных (ложковых) россыпей олова в аридных районах Казахстана, Восточного Забайкалья и МНР, появление эоловых россыпей в пустынных районах. Общеизвестна специфическая роль латеритного и каолинового выветривания, определяющего

условия для возникновения промышленных концентраций россыпей минералов в корях выветривания и остаточных аллювиальных россыпях (редкометалльные россыпи каолиновых кор выветривания районов Лугулу и Джос в Африке, россыпи типа «какса» в Малайзии, возникающие в условиях латеритного выветривания).

Эти различия служат основой для разграничения совокупностей россыпей, свойственных определенной структурно-геоморфологической обстановке и несущих в себе следы влияния того или иного типа литогенеза. В соответствии с принципами классификации образований, характеризующих разные уровни организации вещества, мы считаем, что указанные совокупности отвечают рангу формаций.

Под россыпными формациями (РФ) понимаются совокупности (парагенезис) обломочных осадочных образований, отвечающих сходной тектонической, геоморфологической и ландшафтно-климатической обстановке и содержащих комплексы россыпей определенных морфогенетических типов. Напомним, что для россыпей дальнего переноса, в частности для титано-цирконовых россыпей выделение продуктивных формаций (Момджи, 1960, и др.), служит одной из основ при оценке перспективности россыпных площадей.

Принимая во внимание, что россыпи есть продукт определенной металлогенической, геоморфологической и литолого-фациальной обстановки, в зависимости от конкретных аспектов исследования их можно рассматривать как месторождения того или иного минерального вида, как осадочные тела и как производные определенной геоморфологической обстановки. В этой связи обсудим соотношение россыпных формаций с соответствующими по рангу составными частями геоморфологической и геологической систем. Рассматривая россыпи как осадочные тела, можно видеть, что россыпные формации составляют частный случай терригенных осадочных формаций, которые, согласно определению Н. С. Шатского (1965), представляют естественные сообщества и комплексы горных пород, отдельные части которых тесно парагенетически связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношении. Не менее органична связь россыпных формаций с геоморфологическими формациями, особенно отчетливо проступающая в россыпях ближнего сноса. По определению Н. А. Флоренсова, геоморфологические формации представляют «... естественные и исторически обусловленные сочетания форм земной поверхности, связанных друг с другом единством места и времени и существующих при определенном тектоническом и климатическом режиме, порождающем тот или иной способ подвижного равновесия» (1964, с. 85).

Россыпеобразующее значение геоморфологических формаций подчеркнуто О. А. Кашменской (1975), обратившей в этой связи внимание на целесообразность рассмотрения естественноисторической смены формаций и выделения палеоформаций, восстанавливаемых по реликтовым формам и образованиям. Основываясь на тесной взаимосвязи россыпных формаций с геоморфологическими и осадочными геологическими формациями и используя существующие классификации обеих систем (Н. С. Шатский, Н. М. Страхов, Н. А. Флоренсов, О. А. Кашменская, З. М. Хворостова), представляется возможным предложить следующую схему типизации возможных россыпных формаций (РФ):

- | | |
|--|-------------------------------|
| 1. РФ растущих гор | РФ _I |
| 2. РФ снижающихся гор | РФ _{II} |
| 3. РФ пенеplена (денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин) | РФ _{III} |
| 4. РФ компенсированных впадин | РФ _{IV} |
| Подформация внутриконтинентальных компенсированных впадин | РФ _{IV} ¹ |

Подформация периконтинентальных компенсированных впадин	$РФ_{IV}^2$
5. РФ некомпенсированных впадин	$РФ_V$
Подформация внутриконтинентальных некомпенсированных впадин	$РФ_V^1$
Подформация периконтинентальных некомпенсированных впадин	$РФ_V^2$

Первые три формации объединяют всю совокупность россыпей, связанных с денудационными типами рельефа. Они включают абсолютное большинство россыпей ближнего сноса — касситерита, золота, минералов вольфрама, тантала и ниобия, киновари, платины. Россыпные формации впадин объединяют проявления и месторождения, принадлежащие к россыпям дальнего переноса и локализованные в осадочном чехле аккумулятивных равнин, в том числе основную массу титаноциркониевых, редкоземельных и янтарных россыпей, а также значительную часть россыпей алмазов. В пределах каждой совокупности могут присутствовать в качестве второстепенных и подчиненных типов россыпи, характерные для иных россыпных формаций. Например, во внутригорных депрессиях, или отдельных относительно опущенных блоках, неизбежно присутствующих в воздымающихся горных системах, на локальных площадях создаются условия для формирования россыпей, свойственных россыпным формациям снижающихся гор или впадин. Напротив, присутствие среди аккумулятивных равнин останцовых гор, или возвышенностей, предполагает возможность образования россыпей, свойственных $РФ_{II}$ или $РФ_{III}$.

Более дробное выделение РФ в соответствии с типами рельефа представляется нецелесообразным, поскольку как морфогенетические типы россыпи, так и сами РФ представляют исторически сложившиеся совокупности, формирование которых охватывает несколько этапов россыпеобразования общей продолжительностью до нескольких сот тысяч — десятков миллионов лет, на протяжении которых тип рельефа мог меняться. Поэтому правильнее группировать РФ в соответствии с основными тенденциями развития геоморфологической системы.

Основываясь на представлениях о связи макроформ рельефа с основными структурными элементами земной коры, рассмотрим возможности типизации россыпных формаций в рамках рядов формаций, отвечающих основным типам структур земной коры. А. Д. Щеглов, развивая представления В. Е. Хайна о главных структурах земли с позиций металлогении, подчеркивал, что «...главные структурные элементы земной коры — геосинклинально-складчатые области, платформы и области тектоно-магматической активизации резко отличаются между собой по особенностям строения тектоносферы» (1976, с. 155). В этом заложена основа глобальных различий металлогенетических (рудных) процессов, которые «...в общем случае служат очень надежным индикатором тех или иных тектонических структур» (с. 154). Представляется, что список признаков, описывающих главнейшие структуры земной коры (Богданов и др., 1963; Щеглов, 1976), может быть дополнен группой геоморфологических признаков, характеризующих определенный тип региональной морфоструктуры, совокупность геоморфологических формаций, баланс между тектоническим и экзогенным воздействием и т. д.

В этой связи уместна параллель. Как совокупность (парагенезис) рудных формаций отражает ведущие металлогенетические различия, свойственные главным структурам земной коры, так и совокупность россыпных формаций в пределах последних служит одним из проявлений собственного данному структурному элементу типа геоморфологического развития.

Характерные сочетания составных элементов в рядах россыпных формаций

А. Парагенезис россыпных формаций					Б. Парагенезис россыпеобразующих минералов				
Россыпные формации (РФ)	Ряды формаций				Минералы россыпей, содержащие в качестве полезных компонентов:	Ряды формаций			
	геосинклинальный	орогенный эпигеосинклинальный	орогенный эпиплатформенный	платформенный		геосинклинальный	орогенный эпигеосинклинальный	орогенный эпиплатформенный	платформенный
РФ _I (РФ _I ²)	+++	+++	++	—	Ti, Fe, V	+++	—	—	—
РФ _{II}	—	+++	+++	++	Au	++	+++	+++	+
РФ _{III}	—	+++	+++	+++	Sn	—	+++	+++	+
РФ _{IV} ¹	+	—	—	+++	Hg	—	+++	+	—
РФ _{IV} ²	—	—	—	+++	W	—	++	+++	—
РФ _V ¹	—	++	++	—	Ta, Nb	—	+	+++	++
РФ _V ²	+	—	—	—	TR	—	+	+++	—
					Cr	+	—	—	+++
					Pt, Ir, Os	+	—	—	+++
					Ti, Zr	—	—	—	+++
					Алмазы	—	—	—	+++
					Драгоценные камни	+	+	+	+++
					Янтарь	—	—	—	+++

Элементы: «+++» — доминирующие, «++» — второстепенные, «+» — встречающиеся спорадически, «—» — отсутствуют.

При таком подходе открывается и другая возможность — разработка единого подхода к типизации россыпных площадей на металлогенической и структурно-геоморфологической основе. Эта попытка отражена в таблице 1, А, где выделены ряды россыпных формаций, образующихся и сосуществующих в пределах основных типов морфоструктур, соответствующих главным структурным элементам земной коры. В соответствии с глобальными различиями морфоструктур выделяются четыре возможных ряда россыпных формаций.

Геосинклинальный ряд РФ, который может быть рассмотрен на примере современных островных дуг, весьма редуцирован. Преимущественно талассогенный режим развития, значительная напряженность вертикальных движений, высокая контрастность и расчлененность земной поверхности, ничтожно малая (по сравнению с другими регионами) продолжительность денудационно-эрозийного среза — все это ограничивает арену действия россыпеобразующих процессов подножием горных сооружений островных дуг, сложенных преимущественно кайнозойскими вулканитами и экструзиями андезито-базальтового состава, которые и служат источниками своеобразной по составу ассоциации россыпеобразующих минералов — титаномагнетит, ильменит, хромит. Доминирующим типом рельефа являются вулканические горы и плато, иногда достигающие значительной контрастности, к которым причленены узкие полосы морских и аллювиальных (аллювиально-озерных и аллювиально-пролювиальных) равнин и террас, поднятых на высоту до нескольких сот метров.

Концентрации россыпеобразующих минералов сосредоточены почти исключительно в береговой зоне и ограничены современным пляжем и подводной частью примыкающей абразионной платформы. Россыпи в реликтовых террасах редки, поскольку последние подвержены энергичной деструкции или захороняются лавовыми и пепловыми покровами. Свойственную данному типу районов РФ, по-видимому, следует рассматривать как одну из модификаций РФ растущих гор, когда россыпеобразование сосредоточено в пределах молодых геоморфологических

уровней, которыми в данном случае являются не днища долин, а молодые морские террасы.

Характерным примером РФ, принадлежащих геосинклинальному ряду, служат комплексы россыпей береговой зоны Курильских островов, генетически связанные с интенсивно абрадируемыми туфогенными пемзовыми накоплениями, рыхлое строение которых исключает необходимость глубокой дезинтеграции материала (Павлидис, 1968). Минеральная специфика геосинклинального ряда россыпей видна из данных В. Н. Петелина (1964), описавшего два типа пляжевых концентратов в береговой зоне Тихого океана: 1) концентраты, связанные с андезито-базальтовыми породами Алеутских и Курильских островов, Камчатки, Японии, Новой Зеландии и представленные титаномагнетитом, ромбическими пироксенами, роговой обманкой, оливином; россыпеобразующий минерал — ванадиеносный титаномагнетит; 2) концентраты, связанные с базальтовыми породами Гавайских островов, представлены титаномагнетитом, оливином, авгитом при отсутствии ромбических пироксенов, россыпеобразующий минерал — титаномагнетит, содержащий до 14% TiO_2 и обедненный V_2O_5 (0,16%).

Известные отличия в условиях россыпеобразования наблюдаются в пределах «зрелых» островных дуг (в понимании В. Е. Хаина, 1973), представляющих обломки сооружений, переживших несколько циклов геосинклинального развития со складчатостью, гранитизацией и денудацией, в соответствии с чем в них наблюдаются выступы древних пород, например срединный Камчатский массив, Восточно-Сахалинское антиклинальное поднятие. Эти черты не только находят свое отражение в составе россыпей, обуславливая появление концентраций золота, платины, но и в геоморфологических особенностях данных регионов (присутствие древних поверхностей выравнивания, следы более ранних эрозионных циклов и т. д.), что по существу сближает эти площади с эпигеосинклинальными горами.

Несравненно обширнее представлены ряды россыпных формаций, связанные с эпигеосинклинальными и эпиплатформенными орогенными областями (орогенный эпигеосинклинальный и орогенный эпиплатформенный ряды РФ) и заключающие в себе абсолютное большинство россыпей ближнего сноса. Их раздельное рассмотрение основывается на существенных различиях эволюции земной коры, находящихся отражение как в доминирующих чертах региональной морфоструктуры, так и в существенных отличиях металлогении, определяющих развитие тех или иных типов россыпеобразующих рудных формаций.

Характерными областями развития РФ **орогенного эпигеосинклинального ряда** являются горно-складчатые сооружения мезозойского и альпид, в пределах которых начало россыпеобразования падает на конец орогенной и начало посторогенной стадий развития, когда энергичный денудационный срез достигает верхних горизонтов главнейших россыпеобразующих месторождений. В пределах горных сооружений мезозойского россыпи этого времени не сохранились, но имеются достаточно надежные свидетельства того, что срез данного периода вскрыл часть источников питания и способствовал формированию концентраций полезных компонентов в низах разреза отложений кайнозойского чехла. Активный денудационный срез, как площадной, так и сосредоточенный в зоне молодых долин в виде эрозионного «выреза», обеспечил практически непрерывное энергичное вскрытие коренных источников на протяжении нескольких этапов россыпеобразования и переработку значительного рудного объема. Тенденция к воздыманию, особенно отчетливая в отдельные фазы неотектонических движений, и высокая контрастность рельефа способствовали преобладанию россыпных формаций, связанных с горным рельефом (РФ_I и РФ_{II}) (см. табл. 1). Проявившаяся в разной мере относительная тектоническая стабилизация в

палеогене способствовала формированию региональной поверхности выравнивания, с которой связана РФ_{III}. Такую же роль сыграло локальное выравнивание по периферии горных систем и на стыке с внутригорными впадинами, где РФ_{III} продолжала формироваться унаследованно.

Следует подчеркнуть, что, говоря здесь и в других местах статьи о преобладании той или иной россыпной формации, мы имеем в виду не относительные запасы полезного компонента в россыпных месторождениях, а оперируем частотой встречаемости морфогенетических типов россыпей, свойственных данной формации.

Типичным представителем региона с развитием россыпей эпигеосинклинального ряда является Верхояно-Колымская складчатая система, в пределах которой сосредоточены россыпи золота, олова, в меньшей мере киновари и вольфрама. Развитие россыпной металлоносности связано с послегеосинклинальным периодом развития региона и охватывает конец палеогена — четвертичное время. Известные в регионе россыпные месторождения отделены от времени формирования своих коренных источников интервалом в несколько десятков (20—80) млн лет. Продолжительность вскрытия коренных источников золотых и оловянно-вольфрамовых россыпей в регионе составила несколько десятков миллионов лет, а мощность достигнутого за это время денудационного среза оценивается для мезотермальных золоторудных источников в 1,5—2,5 км, а для оловорудных, по данным Б. Л. Флерова, в 1,5—2,5; 1,3—1,5 и 0,5—0,6 км (соответственно для касситерито-кварцевых, касситерито-силикатных месторождений и группы месторождений, локализованных в субвулканитах). Глубина среза различных типов оловорудных месторождений колеблется от 300—500 до 100—50 м. Киноварные проявления, сопровождаемые россыпями, находятся в начальной стадии вскрытия; большинство из них вступило в сферу денудации лишь в самом конце палеогена или позже.

Указанные особенности приводят к тому, что продолжительность россыпеобразования в регионе значительно длительнее, нежели возрастной интервал известных россыпей, охватывающих олигоцен — голоцен. При этом палеогеновые россыпи, связанные с россыпной формацией пенеплена, представляют в известной мере реликтовые образования, отвечающие этапу тектонической стабилизации, нехарактерные для орогенного ряда и сохранившиеся в зоне перехода к молодым платформам периконтинентальных прогибов или в захороненном состоянии во впадинах.

Активное воздымание горной страны способствовало преимущественному развитию россыпных формаций растущих и снижающихся гор, ассоциирующих с россыпной формацией аккумулятивно-денудационных равнин, развивающейся по периферии горных систем и россыпной формацией некомпенсированных внутриконтинентальных впадин.

Выделение среди орогенных россыпных формаций **орогенного эпиплатформенного ряда** РФ определяется своеобразным типом морфоструктуры областей эпиплатформенной активизации, определенной В. А. Обручевым как «возрожденные горы», а также своеобразной металлогенией, подробно охарактеризованной в работах А. Д. Щеглова (1976). Согласно определению В. Е. Хаина (1973), важнейшим свойством эпиплатформенных орогенных поясов (ЭПОП) является абсолютное преобладание поднятий, приведших к формированию горного рельефа на основе блоково-глыбовой структуры, возникшей на месте ранее существовавших платформ и щитов. Именно эпиплатформенные горные сооружения и охарактеризовал А. Д. Щеглов в работе об областях автономной активизации. Многие области эпиконтинентального орогенеза пережили несколько этапов активизации, что создавало условия для многократного оживления долгоживущих глубинных разломов, наложения разновозрастной минерализации и, наконец, совпадения площа-

дей новейшего тектогенеза, образующих протяженные пояса, с областями мезозойско-кайнозойской активизации. Согласно А. Д. Щеглову (1976), рудные месторождения в пределах последних разбиваются на две возрастные группы — юрско-меловые и позднемеловые-палеогеновые. Примером более отдаленного во времени совпадения современной и древней (палеозойской) зон горообразования и тектогенеза являются Алтае-Саянская область и зона Восточно-Африканских разломов.

Указанная предрасположенность к повторному вовлечению в орогенез сыграла ведущую роль в определении важнейших особенностей геоморфологического строения, таких, как ярусность рельефа, следы его неоднократного омоложения и сохранность фрагментов древних денудационных уровней, значительный денудационный срез и неравномерный молодой эрозионный «вырез» и т. д. Развитие разновозрастной минерализации в сочетании с глубоким срезом, формирующимся в условиях орогенного развития территории, предопределило различное гипсометрическое соотношение разновозрастных и разноглубинных месторождений и их положение в разных ярусах рельефа. Среди сложной гаммы рудных образований, возникающих в ходе тектоно-магматической активизации, весьма значительная роль принадлежит таким ведущим россыпеобразующим рудным формациям, как оловоносные и вольфрамоносные грейзены, гидротермальные касситерито-кварцевые, среднетемпературные золотокварцевые малосульфидные месторождения, редкометальные карбонатиты, альбитизированные колумбитоносные граниты (Щеглов, 1976).

Все это создает специфические условия россыпеобразования в эпиплатформенных орогенных областях, определяя а) значительный диапазон вскрытия коренных источников; б) широкий спектр минеральных типов, возрастных и морфогенетических групп россыпей; в) сохранность реликтовых россыпных формаций с ископаемыми россыпями (металлоносными конгломератами), нередко выступающими в качестве промежуточных коллекторов и дополнительных источников питания.

Характерным примером площадей с развитием россыпных формаций орогенного эпиплатформенного ряда служат активизированные области Центральноазиатского пояса, в пределах которого известны рудороссыпные узлы, образованные:

- редкометальными (с оловом) пегматитовыми полями, служащими источником питания касситерит-танталитовых россыпей;

- субщелочными гранитоидами альбит-микролин-кварцевого состава, сопровождаемыми колумбит-гатчеттолитовой минерализацией в элювиально-склоновых отложениях;

- альбитизированными и грейзенизированными лейкократовыми гранитами с комплексом россыпей касситеритового, вольфрамитового, танталит-колумбитового (с примесью микролита) состава;

- касситерито-кварцевыми (или касситерито-кварцевыми с вольфрамитом) жильными месторождениями, служащими источником крупных комплексных оловянно-вольфрамовых россыпей;

- вольфрамито-кварцевыми месторождениями и рудопроявлениями, сопровождаемыми вольфрамитовыми (гюбнеритовыми) россыпями, содержащими также примесь золота и платины;

- золотокварцевыми малосульфидными проявлениями с комплексом россыпей;

- в различной степени литофицированными металлоносными (золотоносными и оловоносными) конгломератами, сопровождаемыми концентрациями полезных минералов в разновозрастных рыхлых отложениях;

- щелочными (калиевыми) базальтоидами верхнеплиоцен-нижнеплейстоценового возраста, служащими источником концентрации драгоценных камней (пироба, хризолита и др.) в элювиально-склоновых и аллювиальных россыпях.

Возраст коренных источников россыпей варьирует от среднего палеозоя до второй половины кайнозоя, что определило широкий диапазон пострудного среза (от нескольких км до первых сотен — десятков м). Унаследованный характер развития морфоструктур обусловил ярусность размещения разновозрастных коренных источников: более ранних и более глубоких — в осевых частях крупных положительных морфоструктур, а более поздних и приповерхностных — на крыльях поднятий и в области переходной к межгорным впадинам.

Поскольку специфика минеральных парагенезисов данного ряда россыпных формаций вряд ли может вызывать сомнение (см. табл. 1, Б), остановимся на рассмотрении особенностей, свойственных ряду парагенезиса РФ и в первую очередь их отличий от парагенезиса РФ, характерного для эпигеосинклинального орогенного ряда РФ. По общему набору РФ области эпиплатформенной активизации близки эпигеосинклинальным горным сооружениям. Однако унаследованный характер их развития по отношению к структурам, пережившим, как правило, активизацию в мезозое — начале кайнозоя, предполагает относительно более широкое (по сравнению с эпигеосинклинальными горами) развитие рельефа, находящегося в нисходящей стадии развития (геоморфологические формации снижающихся гор или пенеплена). Правда, среди них многочисленны регионы, переживающие активное воздымание и расчленение именно на протяжении второй половины кайнозоя или собственно в четвертичное время (Тянь-Шань, Западное Забайкалье, Северное Прибайкалье, горы Восточно-Африканского рифта). Характерной сопутствующей РФ для данного типа областей является РФ некомпенсированных внутриконтинентальных впадин ($РФ_1^4$), которые развиваются в пределах рифтовых долин (Северное Прибайкалье, Восточная Африка), и компенсационных впадин, контролируемых крупными зонами долгоживущих нарушений (Алтае-Саянская область).

Реликтовые РФ могут быть встречены в пределах так называемых наложенных терригенных впадин, выполненных молассой и угленосными континентальными отложениями. Именно к ним приурочены металлоносные конгломераты Восточного Забайкалья, Монголии, Тянь-Шаня, Буреинского массива.

Платформенный ряд РФ резко отличается от описанных выше как по минеральным видам россыпей, так и по набору россыпных формаций и входящих в их состав морфогенетических типов россыпей. Важнейшее отличие этой совокупности россыпей состоит в том, что в ней преобладают россыпи дальнего переноса и переотложения, практически нехарактерные для описанных выше рядов формаций. Это не только отражает качественные изменения в составе ведущих россыпеобразующих минералов, а именно присутствие минералов, обладающих повышенной миграционной способностью (ильменит, циркон, алмаз и др.), но в гораздо большей мере обусловлено соотношением основных этапов тектонического развития данных структур.

В соответствии с двухъярусным строением платформ, включающим фундамент, образованный геологическими формациями разновозрастных, обычно древних складчатых областей, и осадочный (осадочно-вулканогенный) чехол, состоящий из спокойно залегающих пород, условия формирования россыпей платформенных областей могут быть строго дифференцированы.

В пределах древнего фундамента (в частности, в области щитов), а также в погребенном состоянии на участках его погружения условия россыпеобразования подчиняются общим закономерностям, свойственным денудационному рельефу. Как, по выражению А. Д. Щеглова (1976), «... к металлогеническому анализу фундамента платформы в общем виде применимы общие принципы, используемые при анализе геосинклинально-складчатых областей...» (с. 192), так и в оценке рос-

сыпных месторождений здесь сохраняют свое значение основные принципы анализа, применяемого для россыпей ближнего сноса, связанных с локальным коренным источником. В связи с этим чрезвычайно важным моментом является возрастная дифференциация эндогенного оруденения, выступающего на платформах в качестве источников россыпей. С доплатформенным этапом развития связано возникновение таких источников россыпей, как

комплекс ультраосновных магматических интрузивных формаций, поставляющих в россыпи платиноиды, хромит, ильменит;

пневматолитовые, гидротермальные и гидротермально-метасоматические образования в связи с гранитоидами, сопровождаемыми концентрациями золота, касситерита, редкоземельных минералов;

осадочно-метаморфизованные образования, связанные с моллассами, содержащими концентрации золота и радиоактивных минералов.

Кроме этих типов коренных источников, в определенных условиях сопровождаемых россыпями ближнего сноса, с доплатформенным этапом развития связано также становление метаморфических и магматических (гранитоидного состава) образований, глубокий срез и площадная денудация которых способствовали в дальнейшем возникновению богатейших комплексных россыпей в осадочном чехле. Перечисленные комплексы коренных источников испытали продолжительную денудацию при величине среза, исчисляемой несколькими километрами.

Группа коренных источников россыпей, связанных с собственно платформенным этапом развития, отделена от перечисленных выше значительным временным интервалом, что заставляет дифференцированно подходить к оценке их среза, особенно при выборе маркирующих уровней в определении нулевой поверхности. Будучи представленными месторождениями и проявлениями трех типов: алмазоносными кимберлитами; редкометальными нефелиновыми сиенитами и карбонатитами; магматическими медно-никелевыми месторождениями в габброидах, содержащими платиноиды,— все они относятся к группе мало- и умеренноглубинных образований, являются типичными представителями локальных коренных месторождений и сопровождаются россыпями ближнего сноса.

Россыпи, непосредственно связанные с перечисленными группами коренных источников и залегающие в пределах денудационного рельефа, объединяются в россыпную формацию пенеплена и денудационных равнин (РФ_{III}), которые являются ведущей для россыпей ближнего сноса и россыпей водных потоков (по Н. П. Хераскову и др., 1964). На участках дифференцированных движений, обычно приводящих к воздыманию и препарировке металлоносных массивов центрального типа, формируется РФ_{II}. Наличие в пределах платформ активизированных участков с относительно повышенной интенсивностью дифференцированных неотектонических движений, создавших хребты, возвышенности и кряжи типа Енисейского кряжа, гор Бырранга и Урал (Хаин, 1973), создает предпосылки и для более широкого развития на отдельных площадях россыпных формаций горного типа, причем в соотношении их в данных условиях, подобно описанному выше для активизированных эпиплатформенных областей.

Принципиально иные условия образования и локализация свойственных россыпям, связанным с осадочным чехлом (Момджи, 1960; Гурвич, 1978). Важнейшие условия их образования — наличие региональных коренных источников, вскрытых на значительной площади; присутствие одной или нескольких эпох глубокого химического выветривания, сопровождающихся формированием площадных кор выветривания; существование благоприятной литолого-фациальной обстановки осадконакопления, обеспечивающей высокую степень сортировки обломочного материала, и возникновение выдержанных концентраций россыпных

минералов в мелководных фациях прибрежной зоны, дельтовых, озерных и аллювиальных осадков прибрежных равнин. Типичными представителями этой группы россыпей являются комплексные титано-циркониевые россыпи, россыпи янтаря, а также алмазоносные россыпи сухих дельт, конусов выноса и прибрежно-морские (Трофимов, 1960). Формируясь в условиях обширных субаэральных аккумулятивных равнин или в мелководных бассейнах, все они относятся к формациям компенсированных прогибов $РФ_{IV}$, подразделяясь в соответствии с палеогеографическими условиями на подформацию внутриконтинентальных и подформацию периконтинентальных прогибов. Последняя соответствует условиям мелководных шельфовых морей.

Различия в строении и особенностях эволюции древних (добайкальских) и молодых (эпикаледонских, эпигерцинских и особенно эпимезозойских) платформ, или областей завершенной складчатости, проявляются и в свойственных им совокупностях россыпей. Важнейшими факторами, которые обуславливают эти отличия, являются: меньшая продолжительность платформенного этапа; относительно редуцированный платформенный магматизм, определяющий резко подчиненную роль вероятных коренных источников россыпей, связанных с этим этапом; менее значительный по сравнению с древними платформами, а для эпимезозойских платформ крайне сокращенный денудационный срез; несколько большее развитие на молодых платформах терригенных формаций, в составе которых значительную роль играет автохтонный материал.

О СООТНОШЕНИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ РОССЫПНЫХ ФОРМАЦИЙ

Для молодых (эпигерцинских и эпимезозойских) платформ особенно четко выступает необходимость дифференцированного рассмотрения россыпных формаций, отвечающих последовательным этапам развития платформ. Смена РФ во времени и их возможные соотношения могут быть рассмотрены на примере обширных приморских и шельфовых равнин по северному обрамлению Восточно-Азиатского пояса мезозойских платформ, представляющих молодую платформу, начавшую свое развитие с палеогена.

С периодом посторогенной стабилизации, озаглавленным формированием региональной денудационной поверхности, лежащей в основании осадочного платформенного чехла, связаны промышленно-ценные концентрации ряда полезных компонентов в россыпях ближнего сноса. Время их формирования в зависимости от режима развития отдельных секторов и блоков впадины охватывает промежуток времени от эоцена до середины плейстоцена. Соответственно сокращается и период формирования россыпей осадочного чехла, которые могут быть отнесены к РФ компенсированных периконтинентальных прогибов ($РФ_{IV}^2$). Соотношение разновозрастных РФ показано в табл. 2. По существу аналогичная картина наблюдается в шельфе Индонезийского архипелага (Aleva, 1973), где автохтонные россыпи погребенного и погруженного пенеппена Сунга («какса» и «крикил») входят в состав россыпной формации пенеппена и денудационно-аккумулятивных равнин ($РФ_{III}$), а россыпи перекрывающего осадочного чехла неоген-четвертичного возраста (в том числе «ментьянг») образуют россыпную подформацию компенсированных периконтинентальных прогибов. Временное соотношение указанных РФ позволяет рассматривать РФ погребенного пенеппена в качестве реликтовой, а РФ перекрывающего осадочного чехла в качестве наложенной, поскольку она отвечает качественно новому структурно-тектоническому и геоморфологическому состоянию территории.

Реликтовые РФ могут быть выделены в горных областях. Таковы металлоносные конгломераты эпиплатформенных орогенных областей,

Соотношение реликтовой (РФ_{III}) и наложенной (РФ_{IV}) россыпных формаций в пределах молодых эпимезозойских платформ Северо-Востока Азии

Эпохи	Q	РФ _{IV}	РФ _{IV}	РФ _{IV}	РФ _{III} I
	N ₂		I	I	РФ _{IV}
	N ₁		РФ _{III} I	РФ _{III} I	I
	P ₂₋₃		I	I	РФ _{III}
	Режим тектонического развития	Устойчивое прогибание во второй половине кайнозоя	Прогибание с конца		Блоки, испытавшие инверсионное поднятие
			плиоцена	плейстоцена	

I — эпохи формирования россыпей ближнего сноса.

представляющие реликтовую РФ внутриконтинентального прогиба (РФ_{IV}). По существу все ископаемые россыпи, коль скоро они отвечают иному структурно-тектоническому состоянию территории, могут рассматриваться в качестве реликтовых образований.

ВЫВОДЫ

1. Морфогенетические типы россыпей, в различных сочетаниях встречающиеся в пределах россыпных узлов и районов, образуют определенные совокупности, характерные для той или иной структурно-геоморфологической обстановки и определенного типа литогенеза. Выделяемые в соответствии с принципами классификации образований, отвечающих определенному уровню организации вещества, в качестве россыпных формаций, эти совокупности служат основой для различия, типизации и сравнительной оценки россыпных площадей различного ранга.

2. Взаимосвязь макроформ рельефа с основными структурами земной коры, характеризующимися определенным режимом тектонических движений, эволюцией осадконакопления и металлогенеза, позволяет проследить существование рядов, различающихся по составу россыпных формаций, минеральным парагенезисам и отвечающих соответственно геосинклинальным, эпигеосинклинальным, эпиплатформенным и платформенным областям.

3. Прослеживание смены россыпных формаций во времени позволяет выделить реликтовые и наложенные россыпные формации, соотношение которых отражает существенные изменения структурно-тектонического состояния территории.

4. Формационный анализ с определением рядов россыпных формаций, выделением ведущих, второстепенных и спорадически встречающихся россыпных формаций и установлением их соотношения во времени может служить основой региональной оценки руднороссыпных площадей.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, 1963, № 3.
Геология Монгольской Народной Республики, т. III. М., «Недра», 1977.

- Геология россыпей олова СССР. Методы их поисков и оценки. Под ред. С. Ф. Лугова. М., «Недра», 1979.
- Гурвич С. И. Закономерности размещения редкометальных и оловоносных россыпей. М., «Недра», 1978.
- Кашименская О. А. О динамической классификации горной геоморфологической системы.— В сб.: Структурная геоморфология горных стран. Тр. X Пленума геоморф. комис. АН СССР. М., «Наука», 1975.
- Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. М., Госгортехиздат, 1960.
- Павлидис Ю. А. Некоторые особенности образования современных прибрежных россыпей в пределах вулканического архипелага. М., «Наука», 1968.
- Патык-Кара Н. Г., Арманд Н. Н. Некоторые особенности прогнозирования морфогенетических типов россыпей олова аккумулятивных равнин.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 2.
- Петелин В. Н. Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана.— Океанология, 1964, т. IV, вып. 6.
- Трофимов В. С. Генетические типы россыпей и закономерности их размещения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. М., Госгортехиздат, 1960.
- Фроленсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии.— Геология и геофизика, 1964, № 10.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Херасков Н. П., Потемкин К. В., Спицин А. Н. Некоторые закономерности размещения россыпных месторождений редких металлов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 4. М., Госгортехиздат, 1964.
- Шатский Н. С. О геологических формациях. Избр. тр., т. III. М., «Наука», 1965.
- Шило Н. А. Тектоно-геоморфологическая эволюция поверхности Северо-Востока СССР и россыпеобразование.— В кн.: Проблемы науки на Северо-Востоке СССР.— Тр. СВКНИИ, вып. 30. Магадан, 1967.
- Щеглов А. Д. Основы металлогенетического анализа. М., «Недра», 1976.
- Aleva G. I. I., Flick L. J., Krol G. L. Some remarks on the environmental influence on secondary tin deposits.— Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Res., Geol. and Geophys. Austral., 1973, № 141.

МГУ
Москва

Дата поступления
25.VI.1979

УДК 552.72(474.5)

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛИТВЫ

В. А. ВАСИЛЬЕВ

На основе литологических, минералогических и геохимических данных уточнена местная литостратиграфическая схема венда Литвы, осуществлены некоторые палеогеографические реконструкции условий развития бассейна осадконакопления в волынское и валдайское (гдовское и котлинское) время, составлены соответствующие литологические карты — схемы вендских отложений.

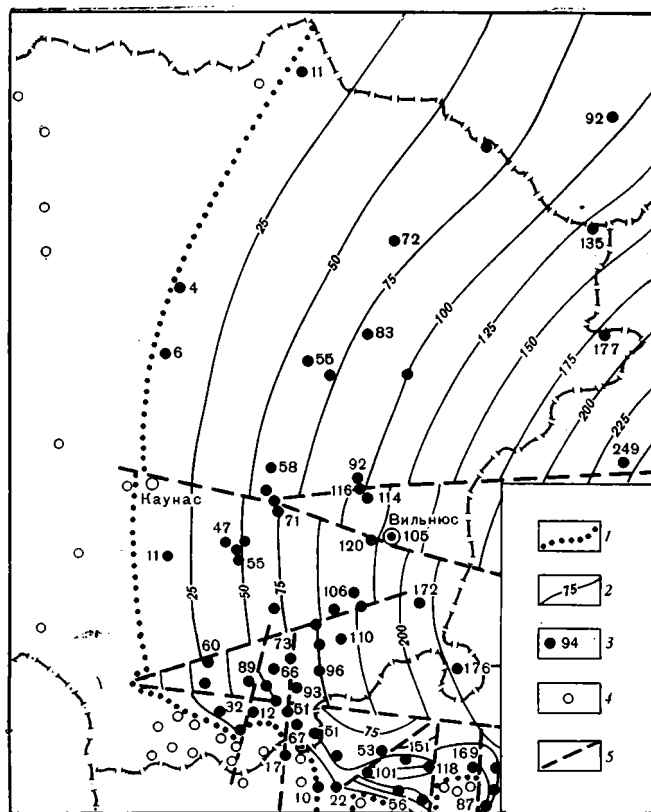
Породы вендского комплекса на территории Литовской ССР разобраны многими десятками скважин, сведения о них, в основном касающиеся стратиграфии, приведены во многих работах (Брангулис и др., 1974; Голубцов, Махнач, 1961; Махнач и др., 1976; Пашкевичус, 1959, 1960; Сакалаускас, 1968, 1976).

Прибрежная фация вендских отложений проходит полосой с севера на юг по территории Латвии, Литвы и Западной Белоруссии. Вдоль этой полосы береговая линия моря была весьма извилиста в силу сложных дизъюнктивных нарушений и более поздних денудационных процессов при развитии Белорусско-Мазурского массива. Мощность отложений венда увеличивается в восточном направлении (максимальна она в скв. Твярячюс — 172,5 м) (фиг. 1).

В объеме венда Литвы выделяются волынская серия (мяркиская свита — *mr*) и валдайская серия (яшюнайская + руднинкайская — *j + rd*, скинимайская — *sk* и вилькишская — *vlk* свиты).

Волынская серия с крупным стратиграфическим перерывом залегает на выветрелых породах кристаллического фундамента. Распространена она в юго-восточной части Литвы (фиг. 2). Мощность ее до 23 м (скв. Илгай и Твярячюс на территории Литвы). Основные разновидности пород: фангломераты с несортированными обломками кварца (20—30%) и полевых шпатов (в среднем 30%), слабо сцементированных песчано-глинистым материалом гидрослюдисто-каолинитового состава; гравелиты (на глинисто-железистом цементе), песчаные гравелиты, песчаники, реже красноцветные алевролиты с прослоями песчаников. Белорусские геологи (Махнач и др., 1976) отмечают, что в этих породах иногда встречаются туфогенные образования, а также небольшая примесь вулканогенного материала. Однако в составе волынской серии Литвы не обнаружена пирокластика, что, вероятно, характерно для грубых прибрежных отложений, которые по возрасту могут быть более молодыми, чем белорусские тиллиты.

Окраска пород чаще бурая, темно-бурая, фиолетово-коричневая и вишнево-бурая, реже серая и зеленовато-серая. Текстуры их массивные, реже мелкополосчатые, «рябчатые», пятнистые (с полосками и пятнами голубовато-серого или зеленоватого оттенка), с обильным, неравномерно ожелезненным глинистым веществом. Эти неотсортированные отложения, состоящие из слабоокатанных мелких и крупных кварц-по-



Фиг. 1. Схема мощностей вендских отложений Литвы

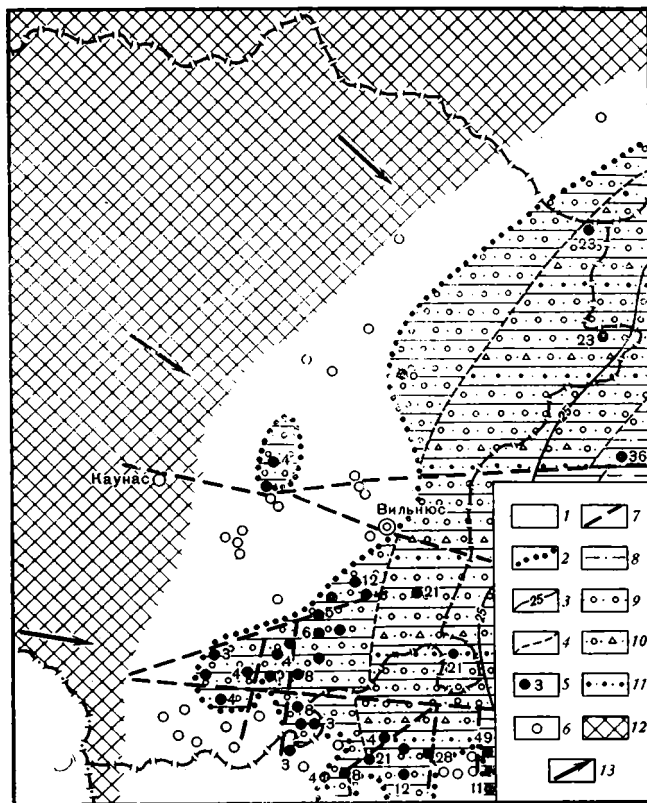
1 — современная граница распространения вендских отложений; 2 — изопахиты; 3 — скважина и вскрытая (полная) мощность отложений; 4 — скважины, в которых отложения венда отсутствуют; 5 — дизъюнктивные нарушения

левошпатовых зерен, лишенные слоистости, объединяются под общим термином «фангломераты». Как правило, такие породы слагают древние конусы выноса предгорных равнин и образуются временными водными потоками.

В составе фангломератов и песчаников обычно присутствуют кварц (часто в железистой «рубашке») — до 30%, полевые шпаты — 25—30%; в тяжелой фракции — ильменит (иногда до 100%), гранат (до 14%), гематит (до 90%), пирит (до 20%), доломит (до 30%), циркон (до 5%), турмалин (до 2,5%), барит, реже монацит, сфен, анатаз, рутил. Обломочный материал сцементирован базальным гидрослюдисто-каолиновым цементом с примесью сидерита и гидроокислов железа. Содержание глинистого компонента достигает 40—50%, обломочного — 50—80%.

Вследствие неоднородного литологического состава содержание элементов-примесей в породах весьма изменчиво. Основные коррелятивные элементы и их средние содержания (в г/т из 30 определений) следующие: Cu — 17, Pb — 15,5, Ti — 8314, Mn — 600, Ba — 337, Sr — 45,5, Ni — 12, V — 204, Co — 13, Nb — 12, La — 32, Y — 30, Yb — 2,7, Sc — 31, Be — 4,2. Максимальные содержания, как видно, отмечены для титана, марганца, бария, циркония, хрома и галлия. В качестве элементов-индикаторов возраста выделяются ванадий, титан, медь, кобальт и скандий.

Современная граница распространения волынских отложений Литвы (см. фиг. 2) повсеместно эрозионная, в южной ее части извилистая из-за

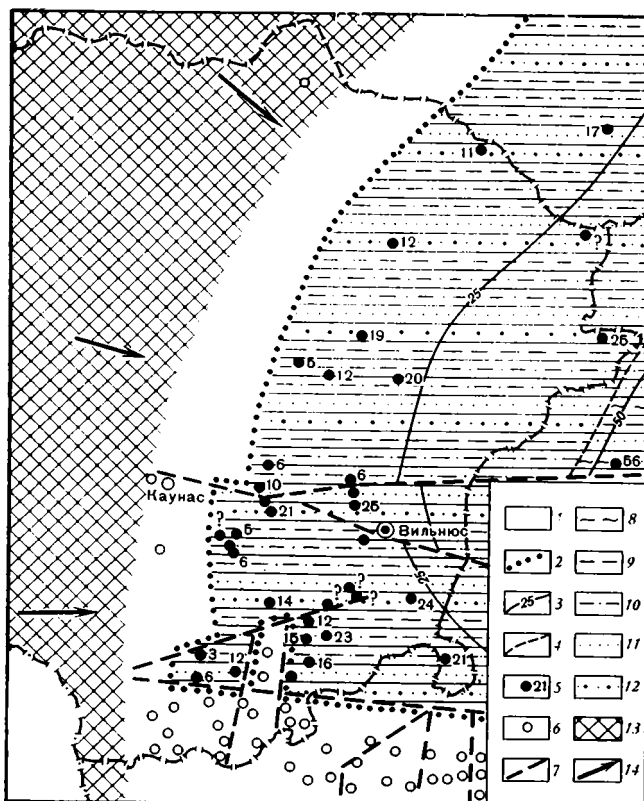


Фиг. 2. Карта отложений волинской серии (мярискская свита)

1 — область денудированных отложений; 2 — современная граница распространения отложений; 3 — изопахиты; 4 — литолого-фациальные поля; 5 — скважина и вскрытая (полная) мощность отложений в данной точке; 6 — скважины, в которых отложения данного возраста отсутствуют; 7 — дизъюнктивные нарушения; 8 — песчаные алевролиты; 9 — фангломераты; 10 — фангломераты и конгломераты; 11 — песчаные гравелиты, гравелитистые пески и песчаники; 12 — область денудации кристаллических пород; 13 — основные направления сноса терригенного материала

наличия дизъюнктивных нарушений, опущенных и приподнятых блоков фундамента. Выделяются два литолого-фациальных поля, в пределах которых отмечаются различная литология, мощность и полнота разрезов, — западное и восточное. Накопление волинских отложений происходило в условиях суши — типа возвышенной равнины или же платформенного низкогогорья. На дневную поверхность выходили и размывались породы кристаллического фундамента и их древние коры выветривания, служившие источником незрелого кластогенного материала с примесью глинистого (гидрослюдисто-каолинитового) вещества. Перенос и осажде- ние его осуществляется, очевидно, временными водными (грязевыми), потоками без видимой сортировки материала (образование фангломератов, гравелитистых пород и пр.). Пролувиально-аллювиальные осадки накапливались в мелководных лагунах и приморских участках, време- нами затопляемых водой.

Валдайская серия распространена на значительно большей террито- рии, чем волинская (фиг. 3, 4). В направлении с запада на восток от прибрежной части к центру бассейна наблюдается постепенное увеличе- ние ее мощности (до 140 м) и смена континентальных (мелководных) грубозернистых пород на породы более глубоководные, песчано-глини- стые. В составе валдайской серии выделяются (снизу вверх) три свиты:



Фиг. 4. Карта отложений котлинской (вильшиксской) свиты

1—7 — условные обозначения те же, что и на фиг. 2 и 3; 8 — аргиллиты; 9 — алевролиты; 10 — песчаные алевролиты; 11 — пески и песчаники; 12 — песчаные гравелиты, гравелитистые пески и песчаники; 13—14 — усл. обозначения те же, что и на фиг. 3

Минеральный состав песчаников: кварц — 30—45%, полевые шпаты (ортоклаз, микроклин) — 20—25%, чешуйки выветрелого биотита. Глинистая часть (до 20—30%) представлена в основном каолинитом с небольшой примесью гидрослюда, смешанослойных минералов, гидроксидов железа и (реже) карбонатов. Тип цементации — контактово-поровый до базального.

Для вышележащей скинимальской свиты характерно увеличение глинистости в северо-восточном направлении, от прибрежной части бассейна к более глубоководной. Мощность свиты достигает 53 м (скв. Тярячюс) и увеличивается в сторону Белоруссии. Особенностью скинимальской свиты является присутствие в ее верхней части четкого стратиграфического перерыва, где обнаруживаются признаки древнего выветривания и корообразования с осветлением окраски пород, уменьшением их плотности и увеличением содержания смешанослойных глинистых минералов. Среди прибрежных пород преобладают песчаники и песчаные гравелиты с подчиненным количеством алевролитов, а в более глубоководных участках бассейна — алевролиты с прослоями песчаников и песчаных гравелитов. Слоистость этих пород тонкая с ритмичным чередованием глинистых и песчаных слоев. Цвет алевролитов бурый, коричнево-бурый, вишнево-розовый, песчаников — серый и розово-бурый. В зависимости от количественных соотношений этих компонентов выделяются глинистые, песчаные и слюдяные алевролиты. Текстура их обычно тонкослоистая. Обломочный материал неоднородный по размеру зерен, содержание его колеблется от 30 до 70%. Представлен квар-

цем, ортоклазом, микроклином, чешуйками выветрелого биотита. Глинистый материал гидрослюдисто-каолининовый с высоким содержанием гидроокислов железа. Тип цементации контактово-поровый, порово-базальный, базальный.

Песчаники разнородные, нечеткостроенные, плохо сортированные, полимиктовые, слюдистые. В их составе кварц (до 30%), полевые шпаты (15—20%), выветрелый биотит (до 30%), редко мусковит и единичные зерна плагиоклаза. Цемент (20—30%) гидрослюдисто-каолининовый с примесью гидроокислов железа и карбонатов. Тип цементации поровый, базально-поровый, соприкосновения.

В составе гравелитов, песчаных гравелитов и гравелитистых песчаников присутствуют кварц, ортоклаз, микроклин, акцессорные (рутил, циркон и др.). Глинистое вещество состоит из смеси гидрослюда, каолинита (преобладает) и сидерита (реже). Цементация контактово-поровая до базальной.

С четким стратиграфическим перерывом на выветрелых породах скинимальской свиты залегают песчано-глинистые отложения вилькишкской свиты (котлинский уровень), перекрытые породами нижнего кембрия, а также (локально) мезозоя. Практически вся их верхняя часть представляет собой останцы от размыва (в добалтийское время) древних кор выветривания с сохранившейся мощностью до 5—10 м. Мощность свиты на западной окраине Литовской ССР достигает 25—30 м. На юге республики они размывы и отсутствуют в тех местах, где подвиги блоков фундамента были наиболее активными (см. фиг. 4).

Вилькишкская свита сложена в основном алевролитами и аргиллитами, а также песчаниками с незначительным содержанием песчаных гравелитов (в прибрежных участках). В верхних частях (т. е. в зоне корообразования) породы каолинизированы, осветлены. Цвет белый, светло-серый, серый с зеленоватым оттенком (для алевролитов). Не затронутые выветриванием алевролиты зеленовато-серые или коричнево-бурые. Характерно ритмичное переслаивание глинистых разновидностей пород с песчаными с четко выраженной горизонтальной слоистостью.

Алевролиты сильнослюдистые, по составу кварцевые с небольшой примесью полевых шпатов и карбонатов. Цемент базальный, гидрослюдисто-каолининовый, железистый. Соотношение обломочного и глинистого материала колеблется в широком интервале с преобладанием первого.

В составе песчаников преобладает кварц (до 37%), слюда (25—36%), реже встречаются ортоклаз и микроклин. Содержание обломочного материала колеблется от 60 до 80%. Цемент преимущественно каолинистый с небольшой примесью гидрослюда и карбонатов. Тип цементации базально-поровый или же базальный.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

В отложениях вилькишкской свиты в небольших количествах присутствуют акцессорные циркон, карбонаты, ильменит, лейкоксен, пирит, гематит, турмалин, полевые шпаты и хлорит. Сидерит и кварц определены в количестве до 76 и 99% соответственно. Для отложений скинимальской свиты характерны повышенные содержания циркона (от 1 до 20%), сидерита (5—23%), других карбонатов (5—87%), ильменита (1,5—52%), пирита (до 35% в базальном слое), барита (до 11%), кварца, полевых шпатов и хлорита. Породы яшюнайской + рудниккайской свиты в тяжелой фракции обогащены гематитом (до 90%), турмалином и ильменитом. Весьма постоянно присутствуют циркон, карбонаты, пирит, кварц и полевые шпаты, которые служат надежным критерием при определении объема свиты.

**Средние содержания основных коррелятивных элементов
в вендских отложениях Литвы, г/т**

Элементы	Свиты и типы отложений						
	vfk		sk		rd+j		mg
	песчано-гравелитистый	глинистый	песчано-гравелитистый	глинистый	песчано-гравелитистый	глинистый	песчано-глинистый
Cu	39	46	8	22	7	14	17
Pb	17	23	32	23	31	24	15
Ti	18 500	15 400	13 000	10 586	9225	9608	8314
Mn	462	2016	435	281	527	542	600
Ba	—	—	1240	224	1552	306	337
Sr	82	50	462	68,8	207	516	45
Ni	17	262	7	10	9	34	12
V	93	302	116	210	154	197	204
Zr	1750	1080	516	270	335	303	586
Co	7	17	4,8	8	5	15	13
Nb	20	26	20	20	11,4	17	12
La	77	123	66	40	44,5	64	32
V	48	35	30	25	23,4	32,3	30
Yb	4,4	4,6	2,9	3	2,3	5,3	2,7
Sc	9,3	12,6	10	16,4	15,2	22	31
Be	4,8	6,6	8,5	7,5	3,2	6,4	4,2
Число образцов	13	15	33	20	61	9	27

Четкая закономерность наблюдается также и в отношении содержания глинистых минералов (фракция $<0,001$ мм). Породы вилькишкской свиты содержат до 99% (при мощности пласта 25—30 м) каолинита и примесь гидрослюда и смешанослойных глинистых минералов; нижележащие отложения гдовского горизонта (скиннимайская, яшюнайская + руднинкайская свита) — каолинит (до 95%) с подчиненным содержанием гидрослюда (4—20%) и смешанослойные глинистые минералы (в среднем 3%). Следовательно, качественные и количественные особенности в распределении минералов в вендских отложениях позволяют с определенной степенью достоверности производить расчленение (и корреляцию) основных разрезов по минералогическому критерию.

В этом аспекте большое значение имеют также геохимические исследования пород, которые позволяют судить не только об общей геохимической эволюции отложений, но и выявить химические элементы — индикаторы возраста, а также те условия, в которых протекали процессы осадконакопления (таблица).

Для всех изученных микроэлементов общим является повышенная их концентрация в глинистых породах и пониженная в песчано-гравелитистых (за исключением меди, свинца, бария, марганца, циркония и бериллия). В отложениях вилькишкской свиты накапливаются Cu, Ti, Ni, Zr, Co, Ce, Y, Nb, Yb и отсутствует Ba. Скиннимайская свита обогащена всеми микроэлементами, за исключением олова (в песчаных разностях). В отложениях яшюнайской + руднинкайской свиты содержания элементов-примесей весьма постоянны и могут служить важным геохимическим признаком для всей песчано-гравелитистой толщи этих пород. В минимальных содержаниях здесь встречены Cu, Zn, Ni, Co, Mo, Ce, а в максимальных — V, Pb, Nb, Sc.

Для гдовских отложений наиболее характерны Pb и Be (в песчано-гравелитистых породах), а также Cu, Ni и Y (в глинистых породах), которые выделяются в качестве элементов-индикаторов возраста. Отложения вилькишкской свиты четко определяются такими элементами-индикаторами, как Cu, Ti, Zr, Y, Yb (максимально-средние содержания для отложений первого типа).

Современная граница распространения отложений валдайского времени эрозионная, она в значительной мере осложнена дизъюнктивными нарушениями. Бассейн валдайского времени охватывал значительную территорию на западе Русской платформы и ограничивался склонами Балтийского щита (на северо-западе) и Воронежской глыбой (на юго-востоке) — главным источником сноса терригенного материала.

Палеогеографические особенности и условия осадконакопления гдовского и котлинского этапов в пределах Литвы имеют много общего: сходные контуры и площади распространения отложений, близкие фациальные и климатические условия формирования бассейнов и областей сноса, практически аналогичные структурно-тектонические планы. В валдайское время (по сравнению с волинским) область осадконакопления значительно расширилась, мощность отложений существенно увеличилась.

Гдовский этап представлен отложениями эпиконтинентального морского бассейна. Прибрежные его части характеризуются грубозернистыми (песчано-гравелитистыми), плохо сортированными осадками, генетически связанными с пролювиально-аллювиальными фациями аккумулятивных равнин, которые временами заливались морем, образуя обширные зоны мелководья с преобладающей окислительной обстановкой (Махнач и др., 1976). В более глубоководных фациях накапливались песчано-глинистые осадки.

Отложения котлинского времени (вилькишкская свита) накапливались в различных фациальных зонах эпиконтинентального морского бассейна в условиях гумидного климата. В составе пород преобладают песчаные, глинисто-песчаные (прибрежная зона), а также алевроитоглинистые их разновидности (фация шельфа) с широким диапазоном колебания окраски (от серой, зеленоватой до темно-бурой).

В валдайское время на территории Литвы областью сноса терригенного материала служили возвышенные равнины, сложенные породами кристаллического фундамента. Процессы денудации были весьма интенсивными, что препятствовало развитию зрелых кор выветривания и обуславливало поступление в область осадконакопления незрелого аркозового материала с примесью гидрослюд и каолинита.

В конце валдайской эпохи начались регрессия морей, активизация тектонического режима и формирование предкембрийских кор выветривания на отложениях котлинской свиты.

ЛИТЕРАТУРА

- Брангулис А., Кала Э., Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии.— Изв. АН ЭССР. Химия, геология, 1974, т. 23, № 3.
- Голубцов В. К., Махнач А. С. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое.— Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Махнач А. С., Веретенников Н. В., Шкуратов В. И., Бордон В. Е. Рифей и венд Белоруссии.— Минск, «Наука и техника», 1976.
- Пашкевичюс И. Ю. Эокембрий.— В сб.: Краткий очерк геологии Литовской ССР. Вильнюс, «Пяргале», 1959.
- Пашкевичюс И. Ю. Эокембрий Литвы и сопредельных областей.— Сборник статей для XXI сессии МГК. Вильнюс, «Пяргале», 1960.
- Сакалаускас В. Ф. Венд Литвы.— В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляции с другими регионами. Вильнюс, «Минтис», 1968.
- Сакалаускас В. Ф. Результаты геолого-геофизической корреляции венда Литвы.— В сб.: Материалы по стратиграфии Прибалтики. Вильнюс, «Пяргале», 1976.

Литовский научно-исследовательский
геологоразведочный институт,
Вильнюс

Дата поступления
21.VI.1978

УДК 552.55 : 551.735 (574.11)

НАКОПЛЕНИЕ АУТИГЕННОГО КРЕМНЕЗЕМА В СРЕДНЕФРАНСКО-ТУРНЕЙСКОЙ КАРБОНАТНОЙ ТОЛЩЕ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В. И. ТИХОМИРОВ, И. Ф. ЛОСИЦКАЯ

Отмечается широкое распространение аутигенного кремнезема в карбонатных отложениях франского и фаменского ярусов верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона в пределах восточной части Русской платформы и на западном склоне Урала. Рассмотрены три основные возможные причины окремнения — сток большого количества растворенного кремнезема в бассейн с древних областей размыва, вынос кремнезема течениями на платформу из геосинклинали Урала, поступление кремнезема в бассейн в результате действия гидротерм, приуроченных к глубоким разломам в фундаменте и осадочном чехле на платформе и в зоне сочленения ее с геосинклиналью. Показана принципиальная возможность накопления аутигенного кремнезема в толще за счет денудации Балтийского, Воронежского, Украинского щитов. Делается вывод о влиянии геосинклинального вулканизма Урала на кремненакопление в восточной части среднефранско-турнейского бассейна Русской платформы и западного склона Урала. Допускается возможность совместного действия двух основных факторов, обусловивших кремненакопление — денудационного и вулканического.

Характерной особенностью ряда карбонатных толщ палеозоя на востоке Русской платформы и на западном склоне Урала является присутствие аутигенного кремнезема, выраженное как в виде пластов силицитов, линз и конкреций кремней, так и в скрытой, рассеянной форме, выявляемое лишь под микроскопом и по данным химических анализов состава некарбонатной примеси в известняках и доломитах.

Силициты имеют особенно широкое распространение в доманиковом и мендымском горизонтах среднефранского подъяруса, прослеживаясь на западном склоне Северного, Среднего и Южного Урала и на значительной территории Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазовых провинций. В карбонатных толщах верхнефранского подъяруса и фаменского яруса, а также в турнейском ярусе пласты, линзы и конкреции силицитов встречаются преимущественно в пределах древних некомпенсированных осадконакоплением впадин и прогибов (Камско-Кинельских), распространенных в основном в платформенной части Урало-Поволжья, а также пересекающих Предуральские краевой прогиб и заходящих восточнее в зону передовых складок Урала.

Проведенными в последнее время исследованиями франско-турнейских карбонатных отложений Урало-Поволжья и Приуралья (Гуляева и др., 1975) установлено, что даже в карбонатных породах, не имеющих макроскопически заметных кремнистых образований и содержащих лишь незначительное количество некарбонатной минеральной примеси (не более 10% нерастворимого в 5%-ной соляной кислоте остатка), нерастворимый остаток нередко состоит преимущественно из кремнезема. Причем минералого-петрографическое изучение пород показало практическое отсутствие в породах и их нерастворимых остатках примеси частиц терри-

генного кварца и преобладающее развитие аутигенного кремнезема главным образом в форме халцедона и реже опала и микрокристаллического кварца. Глинистое вещество в этих карбонатных породах представлено в основном гидрослюдами.

По данным силикатных химических анализов нерастворимых остатков, в среднем окремненность пород карбонатной среднефранско-турнейской толщи на большей части территории Урало-Поволжья не уступает глинистости. Присутствие «свободного», не входящего в состав алюмосиликатов аутигенного «аморфного» и скрытокристаллического кремнезема отмечается и в других районах Русской платформы, например в нижнекаменноугольных породах Подмосковского бассейна (Вишняков, 1953), в фаменских отложениях центральной части платформы (Махлаев, 1960), Днепровско-Донецкой и Припятской впадин (Корзун, 1977), в среднефранских отложениях даугавской и татульской свит Латвии и Литвы (Гравитас, 1973; Водзинскас, 1977), однако степень окремнения этих толщ в среднем ниже, чем синхронных толщ в восточных районах, особенно в Приуралье.

Широкое распространение аутигенного кремнезема в девонско-каменноугольных карбонатных толщах на востоке Русской платформы может свидетельствовать о том, что кремненакопление происходило при некотором общем обогащении вод среднефранско-турнейского бассейна кремнекислотой. Это могло способствовать развитию ассимилирующих кремнезем организмов (радиолярий, кремнистых губок и др.), переводящих кремнезем из растворенного в воде состояния в осадок.

Прослой радиоляритов и спонголитов присутствуют во многих разрезах карбонатной среднефранско-турнейской толщи как в Приуралье, так и в осевых структурно-фациальных зонах Камско-Кинельских прогибов в Башкирии, Татарии, Коми АССР, Пермской и Куйбышевской областях. Однако в большинстве разрезов карбонатной толщи девона — нижнего карбона в Урало-Поволжье и на Западном Урале пластовые силициты состоят главным образом из скрытокристаллической основной массы халцедонового состава, в которой остатки кремневых организмов имеют подчиненное значение. Из наблюдений шлифов создается впечатление о параллельном биогенном и хемогенном осаждении кремнезема этих пластовых силицитов.

По-видимому, в большинстве случаев малочисленность в силицитах остатков кремневых организмов с четко выраженными контурами могла быть следствием сильного растворения спикул губок, скорлупок радиолярий и других остатков кремневых организмов еще в полужидком иле, на диагенетической стадии литогенеза (Страхов, 1963, 1966), в результате чего произошло уничтожение первичной структуры биогенного кремнистого осадка и диагенетическое перераспределение кремнезема. Нельзя исключать также возможности поствагенетического перемещения кремнезема (Алексеева, Каледа, 1975).

Большая роль биогенного фактора в формировании кремнистых палеозойских толщ на Урале, в Приуралье, и на платформе отмечалась неоднократно в работах Н. М. Страхова (1939, 1966), Г. И. Теодоровича (1935), Г. А. Смирнова и др. (1969), Н. П. Чирвинского и А. М. Кропачева (1970), С. В. Максимовой (1970, 1975, 1977, 1978), А. И. Елисеева (1978) и мн. др. Однако ряд исследователей (Вишняков, 1953; Чермных, 1960; Махлаев, 1960; Елисеев, 1973) придерживаются мнения, что накопление аутигенного кремнезема в карбонатных породах палеозоя Русской платформы и Западного Урала могло осуществляться не только биогенным путем, но и посредством прямого, химического осаждения растворенного в морской воде кремнезема. В качестве аргументов этой точки зрения приводятся факты полного отсутствия в некоторых пластах силицитов каких-либо остатков кремневых организмов, а также наличие признаков седиментационного происхождения и первично-аморфной струк-

туры кремнистых осадков (трещины синерезиса на поверхности пластов и т. п.).

При просмотре под электронным микроскопом реплик поверхности пластовых силицитов доманика и доманиковых фаций Урало-Поволжья мы наблюдали иногда бугорковые структуры (Хворова, Дмитрик, 1972), натеки, которые, по-видимому, можно интерпретировать как следы оплыwania химически осажденного кремнезема. Такие явления отмечались, например, в халцедонитах турне из разрезов Ёква и Дружинино на западном склоне Среднего Урала, а также в силицитах доманика из скважины № 1-Юмыш в Шалымо-Сылвенском прогибе на платформе.

Химическое осаждение кремнезема могло происходить из вод, содержащих примерно в 25 раз больше растворенной кремнекислоты, чем обычная морская вода (Бруевич, 1953; Краускопф, 1963), т. е. должны были существовать источники привноса в древние морские бассейны огромных количеств растворенной или коллоидной кремнекислоты.

Основными вероятными источниками, которые могли бы поставлять такую кремнекислоту в воды позднедевонского — раннекаменноугольного бассейна Русской платформы и западного склона Урала были: 1) перенос растворенного кремнезема из областей древней денудации речными и другими водами в моря; 2) поступление кремнезема из вулканических областей девонского и раннекаменноугольного времени, располагавшихся в основном в эвгеосинклинальной зоне Урала; 3) вынос растворенного кремнезема гидротермами из глубинных зон земной коры по крупным разломам, рассекавшим фундамент и осадочную толщу платформы; 4) высвобождение части кремнезема из алюмосиликатных минералов терригенного и вулканогенного (пеплового) происхождения в результате контакта их с морской водой на стадии седиментогенеза и раннего диагенеза (гальмиролиз); 5) растворение, перенос и вторичное осаждение кремнезема при эпигенетических процессах в уже литифицированных толщах.

Из перечисленных источников обогащения древних карбонатных осадков аутигенным кремнеземом наибольшего внимания, по нашему мнению, заслуживают первые три. Только они, по-видимому, были способны обеспечить насыщение и пересыщение огромной массы морских вод кремнекислотой на обширнейшей площади позднедевонского — раннекаменноугольного бассейна платформы.

Определим сначала значение денудационного фактора в кремненакоплении. Баланс выноса элементов или простых минеральных веществ из областей древней денудации и вторичного накопления их можно рассчитать, сравнивая химические составы первичных кор выветривания и неизмененных коренных пород. Однако этот способ для оценки выноса и накопления растворенного и коллоидного кремнезема в среднефранско-турнейском бассейне Русской платформы и Западного Урала не пригоден, так как среднефранско-турнейские коры выветривания в областях денудации в западной части платформы (Балтийский, Воронежский и другие щиты) и на Урале не сохранились (Афанасьев, 1977).

Для выявления роли денудации в накоплении аутигенного кремнезема в рассматриваемой карбонатной формации можно воспользоваться другим методом, суть которого состоит в определении средней глубины денудации областей сноса, необходимой для выноса в бассейн и накопления в его осадках и водах того количества растворенного кремнезема, которое соответствует массе аутигенного кремнезема в формации.

Был сделан расчет глубины денудации областей сноса среднефранского времени, когда кремненакопление на платформе было наиболее широко распространено. Необходимые для расчета данные о площадях зон денудации и различных литолого-фациальных зон среднефранской толщи были взяты из атласов литолого-фациальных карт Русской платформы; с некоторыми уточнениями, сведения о содержании кремнезема

Таблица 1

**Вес аутигенного кремнезема в среднефранских карбонатных отложениях
Русской платформы**

Фация	Тип осадков	Площадь распространения, км ²	Средняя мощность, км	Объем, км ³	Вес пород, ·10 ¹² т	Среднее содержание аутигенного кремнезема в породах, %	Вес кремнезема, ·10 ¹² т
Рудкинская и семилюкская фации западной и центральной частей Русской платформы	Карбонатный и глинисто-карбонатный	1 500 000	0,1	150 000	345	1,0	3,4
Доманиковская и мендымская фации восточной части Русской платформы, елецкая фация Днепровско-Донецкой впадины и Припятской впадины, даугавская фация северо-западной части Русской платформы	Глинисто-кремнисто-карбонатный и кремнисто-карбонатный	900 000	0,08	72 000	166	15,0	24,9
	Сумма	24 000 000		222 000	511		28,3

Примечание. Объемный вес пород принят равным 2,3 г/см³.

Таблица 2

**Вес растворенного кремнезема в воде среднефранского бассейна
Русской платформы**

Палеогеографическая зона	Площадь зоны, км ²	Средняя глубина моря, км*	Объем воды, км ³	Вес воды, ·10 ¹² т	Вес растворенного кремнезема, ·10 ¹² т ²
Мелководная прибрежно-морская (у Балтийского и других щитов)	940 000	0,05	47 000	51	0,00714
Зона средних глубин в центральной части бассейна (мелководный шельф)	1 800 000	0,2	360 000	396	0,0554
Глубоководная зона в восточной части бассейна (глубоководный шельф)	900 000	0,4	360 000	396	0,0554
Сумма	3 640 000 ³		767 000	843	0,1179

Примечание: * По представлениям Н. М. Страхова (1963); Д. В. Наливкина (1955); С. В. Максимовой (1970).

² При концентрации 140 мг/л.

³ По подсчетам А. Б. Ронова и др. (1969) — 3 433 000 км².

в карбонатной среднефранской толще в центральных районах Русской платформы — из работ А. П. Виноградова и А. Б. Ронова (Виноградов, 1962; Виноградов, Ронов, 1956, и др.), а в восточных районах платформы — из работ Л. А. Гуляевой с сотрудниками (Гуляева и др., 1975).

Предполагалось, что в зонах денудации химический состав размываемых пород приблизительно соответствовал составу пород архейско-протерозойского комплекса фундамента платформы (Ронов, Мигдисов, 1970; Холодов, Штеренберг, 1977; Журавлев, 1968) и что выпадение растворенного кремнезема в осадок из морской воды шло химическим путем и начиналось при достижении концентрации 140 мг/л (Краускопф, 1963). Исходные данные и результаты расчетов приведены в табл. 1—3.

Рудкинские и семилюкские карбонатные и глинисто-карбонатные фации западной и центральной части Русской платформы содержат примерно $3,4 \cdot 10^{12}$ т аутигенного кремнезема, а сильноокремненные доманиковские и мендымские фации востока платформы, елецкая фация

**Вес кремнезема в 1 м^3 денудированного слоя областей питания
среднефранского бассейна Русской платформы**

Область размыва	Площадь сноса, км^2	Объем денудированного слоя мощностью 1 м км^3	Вес денудированного слоя мощностью 1 м $\cdot 10^{12} \text{ т}^*$	Среднее содержание кремнезема в породах областей сноса, %**	Вес кремнезема в денудированном слое мощностью 1 м, $\cdot 10^{12} \text{ т}$
Балтийский щит	1 000 000	1000	2,7	65	1,75
Белорусский свод	180 000	180	0,48	65	0,31
Украинский щит	250 000	250	0,67	67,8	0,45
Воронежский свод	140 000	140	0,38	65	0,26
Прочие области	70 000	70	0,19	65	0,12
Сумма	1 640 000***	1640	4,42		2,89

* При плотности пород $2,7 \text{ г/см}^3$.

** С учетом данных А. Б. Ронова, А. А. Мигдисова (1970), В. Н. Холодова, Л. Е. Штеренберга (1977); Е. Г. Журавлева (1968).

*** По А. Б. Ронову и др. (1969) — $1\,723\,000 \text{ км}^2$.

Днепровско-Донецкой и Припятской впадин и даугавская фация Прибалтики — около $24,9 \cdot 10^{12} \text{ т}$. Кроме того, в водах среднефранского бассейна могло быть растворено около $0,12 \cdot 10^{12} \text{ т SiO}_2$, следовательно, всего с областей сноса должно было быть снесено около $28,4 \cdot 10^{12} \text{ т}$ растворенного кремнезема. Деля последнюю величину на $2,9 \cdot 10^{12} \text{ т}$ — вес кремнезема в однометровом слое пород зон денудации, получаем глубину денудации, равную примерно 10 м.

Аналогичным образом был рассчитан примерный вес всей массы аутигенного и терригенного кремнезема, содержащегося в песчано-алевритовых, глинистых и карбонатных породах среднефранской толщи на платформе, и определена глубина денудации областей сноса, необходимая для поступления в бассейн имеющегося в его осадках количества кремнезема. Она оказалась равной около 40 м.

Таким образом, для накопления в осадках и в воде среднефранского бассейна Русской платформы всей массы аутигенного кремнезема только за счет снесенной с древней суши кремнекислоты потребовалось бы размыть на Балтийском, Украинском, Воронежском и других массивах сравнительно маломощный слой коренных пород.

По данным С. В. Бруевича (1953), А. П. Лисицына и В. В. Гордеева (1974), ежегодно современными реками доставляется в океан от 324 до 480 млн. т растворенного кремнезема. В среднем с 1 км^2 суши в океан ежегодно выносится около 3 т растворенной кремнекислоты. Если принять такой же масштаб выноса кремнезема с суши в море и для среднефранского времени, то с древних областей размыва, площадь которых составляет примерно $1\,640\,000 \text{ км}^2$, ежегодно в среднефранский бассейн должно было выноситься до $4,9 \cdot 10^9 \text{ т}$ растворенного кремнезема. Причем вся масса аутигенного кремнезема, находящегося в среднефранских карбонатных отложениях платформы ($28,4 \cdot 10^{12} \text{ т}$) могла бы накопиться примерно за 5—6 млн. лет, т. е. за период, вполне допустимый для среднефранского века, соответствующий его вероятной продолжительности.

Хотя все эти расчеты очень приближенны и во многом условны, они все же дают, по нашему мнению, основание допустить принципиальную возможность очень значительного обогащения вод среднефранско-турнейского бассейна Русской платформы кремнеземом, выносимым в растворенном и коллоидном виде из областей денудации, располагавшихся в основном на западе платформы.

Однако даже и при региональном насыщении или пересыщении морской воды кремнекислотой повсеместному хемогенному осаждению кремнезема должна была препятствовать большая устойчивость к коагуля-

ции коллоидных водных растворов кремнекислоты (Айлер, 1959). Интенсивное выпадение агрегатов частиц кремнезема в осадок и образование на дне кремнеземистых гелей могло осуществляться главным образом в гидродинамически спокойных участках бассейна. Неслучайно пласты и прослои силицитов в карбонатной среднефранско-турнейской толще приурочены в основном к фациям относительно глубоководных впадин с некомпенсированным осадконакоплением и погружением в восточной части платформы и на Западном Урале. В мелководных же фациях палеосводов и рифовых массивов пластовые силициты практически отсутствуют. На мелководье агрегаты легких коллоидных частиц кремнезема вследствие частого волнения вод постоянно находились во взвешенном состоянии и постепенно выносились в более спокойные глубоководные зоны.

Рассмотрим далее возможность поступления кремнезема из вулканических областей Урала на Русскую платформу в среднефранско-турнейское время. Как известно, современное хемогенное кремненакопление наблюдается преимущественно в областях активного наземного вулканизма, термальные воды которых содержат до 800 мг/л и более растворенной кремнекислоты. Кроме того, воды в областях вулканизма могут выщелачивать большие количества кремнезема из лав при подводных излияниях, а также из туфогенного материала.

Многими исследователями (Херасков, Разумова, 1951; Хворова, Ильинская, 1963; Хворова, 1968; Петровский, 1966, 1969) признается вулканический генезис некоторых древних палеозойских силицитов Уральской геосинклинали, например силурийско-эйфельских яшм ирендыкской и карамалыташской формаций, мукасовских и егдинских силицитов и др. По мнению И. В. Хворовой (1968), мукасовскую кремнистую толщу франского яруса следует отнести к разряду вулканогенных отдаленных кремнистых формаций — крайнему члену группы зеленокаменно-кремнистых марганценосных формаций, выделенных Н. С. Шатским (1954). Возможную связь кремненакопления в палеозойских толщах востока Русской платформы, в частности в доманиковой толще, с вулканической деятельностью в эвгеосинклинальной зоне Урала предполагали С. В. Тихомиров (1961), В. А. Чермных (1960), С. М. Катченков (1971) и др.

Палеогеографическая обстановка среднефранско-турнейского времени на Урале и в прилегающих областях платформы в принципе позволяла проникать обогащенным кремнеземом водам из геосинклинали на платформу. В фаменском веке, например, в современной водораздельной зоне (Уралтау и другие хребты) были лишь небольшие острова (Смирнов, Смирнова, 1960), и течения могли выносить насыщенные кремнеземом воды в восточные районы платформы. На существование таких течений в доманиковом бассейне на западном склоне Урала указывает определенная ориентировка раковин птеропод на поверхности слоев пород доманика (Клюжина и др., 1971).

Очевидно, по мере продвижения течений к западу должно было происходить все большее разбавление богатых кремнеземом геосинклинальных вод водами платформенными, и в осадок с удалением от Урала могли выпадать все меньшие и меньшие количества кремнезема.

В кремнисто-сланцевых осадочных формациях среднего и верхнего девона эвгеосинклинали Урала содержание кремнистых пород составляет в среднем около 40% (Фролов, Фролова, 1965). Наиболее сильно окремненные карбонатные толщи девона и карбона в зоне передовых складок Урала и в Предуральском краевом прогибе по степени окремнения не уступают синхронным толщам в эвгеосинклинали. Например, в кыновском горизонте турнейского яруса нижнего карбона в Кизеловском палеопрогибе (разрез «Губаха») суммарная мощность пластов силицитов составляет по нашим подсчетам около 70% общей мощности горизонта. Очень сильно окремнена карбонатно-кремнистая толща кизелов-

ского горизонта турне в среднем течении р. Чусовой в осевой зоне Уткинско-Серебрянского палеопрогиба (разрез «Ёква»), где на долю пластов силицитов приходится 50—60% примерно 300-метровой мощности толщи. В разрезе губахинской свиты фамена на западном склоне Среднего Урала (разрезы «Староуткинский», «Широковский» и др.) прослои силицитов занимают около 25% мощности. В центральных зонах Вуктыльско-Когельского и Вангырско-Кожимского прогибов в разрезах среднефранско-турнейской калейдовой формации Приполярного и Полярного Урала (разрезы «Вангырь», «Кожим», «Подчерем», «Унья» и др.) прослои силицитов составляют тоже около 20—30% (Елисеев, 1978).

В центральных районах Урало-Поволжья в глинисто-кремнисто-карбонатных доманиковых фациях франского, фаменского и турнейского ярусов содержание аутигенного кремнезема меньше, чем в этих же толщах Урала и Приуралья, но все же довольно значительное, — в среднем примерно 10—15% на породе.

По таким косвенным признакам, как распространение сильного окремнения на большой площади, выдержанность прослоев силицитов на больших расстояниях, большая суммарная мощность карбонатно-кремнистых толщ, наиболее близкое сходство с геосинклинальными вулканогенно-кремнистыми формациями восточного склона Урала имеют турнейские толщи западного склона Среднего и Приполярного Урала в пределах Уткинско-Серебрянского и Вуктыльско-Когельского прогибов.

В работах И. В. Хворовой, Э. С. Залманзон (1963), И. В. Хворовой и др. (1972), Н. П. Чирвинского, А. М. Кропачева (1970), А. М. Пумпянского (1969) приведены сведения о химическом составе палеозойских силицитов Урала и делаются попытки использовать эти данные для выяснения генезиса кремней. К сожалению, во фтанитах и яшмах Урала практически не определялись концентрации некоторых элементов, являющихся весьма типичными для кремнистых осадков современных вулканических областей, — ртути, мышьяка, сурьмы, серебра, вольфрама (Weissberg, 1969; White et al., 1965).

В табл. 4 представлены некоторые новые данные о химическом составе силицитов из ряда разрезов среднефранско-турнейской карбонатной толщи на западном склоне Урала (разрезы «Губаха», «Широковский», «Усьва» в Кизеловском некомпенсированном прогибе; «Дружинино», «Ёква», «Староуткинский», «Кын», «Сулем» в Уткинско-Серебрянском палеопрогибе, «Подчерем» в Вуктыло-Когельском прогибе), а также в восточной части Русской платформы (разрезы «Карача-Елга» в Актаныш-Чишминском палеопрогибе; «Калинино», «Юмыш», «Тулва» в Шалымо-Сылвенском палеопрогибе; «Решетниково» в Можгинском палеопрогибе и «Джебол» в Вуктыло-Джеболском палеопрогибе).

Из типично вулканогенных элементов в этих силицитах во всех изученных разрезах обнаружена в сравнительно высоких концентрациях (до $6 \cdot 10^{-3}\%$) ртуть. Ее количество в данных палеозойских кремнях намного выше, чем кларковые значения в глинах, известняках и вообще осадочных породах литосферы в целом (Виноградов, 1962; Turekian, Wedephol, 1961), хотя и ниже, чем в современных кремнистых осадках — гейзеритах вулканических зон Новой Зеландии (Weissberg, 1969). В слабоокремненных известняках, соседствующих с силицитами в разрезах, приведенных в табл. 4, содержание ртути составляет по нашим данным не более $8 \cdot 10^{-4}\%$.

Н. А. Озерова и Н. Х. Айдиньян (1966) изучили химическим методом содержание ртути более чем в 500 образцах глинистых, песчаных и карбонатных пород палеозоя и мезозоя Русской платформы и не обнаружили концентраций выше $3 \cdot 10^{-5}\%$. В кремневых конкрециях и известняках содержание ртути, по их данным, составляет всего $3—4 \cdot 10^{-6}\%$. По материалам В. А. Завьялова и О. С. Мальцевой (1953), в известняках и аржиллитах среднефранского подъяруса на Тимане, в стратотипических

Т а б л и ц а 4

Химический состав кремнистых пород среднефранско-турнейских карбонатных отложений западного склона Урала и восточной части Русской платформы

Возраст	Местоположение	Число определений	% на породу					·10 ⁻³ % на породу				
			нерастворимый остаток	SiO ₂ свободн	C _{орг}	битумонд хлороформенный	Fe	Mn	Ti	B	P	V
Турнейский	Платформа (Карача-Елгинская, Северо-Джеболская площади)	4	78,0—95,9 85,0	60,2—70,7 62,6	0,32—2,21 1,19	0,056—0,435 0,191	1,25—2,7 1,97	9—16 12,5	25—35 31,5	0,6—2,5 1,55	40—500 250	1,3—30,0 9,2
		15	77,5—98,7 91,6	49,9—97,2 76,6	0,01—1,04 0,24	0,002—0,039 0,014	0,4—1,65 1,07	6—40 12,7	25—40 30,0	2,2—3,2 2,5	40—63 54	0,1—3,2 1,4
Фаменский	Платформа (Тулвинская, Калининская площади)	2	74,9—75,2 75,0	65,0—67,0 66,0	1,84—2,65 2,25	0,641	0,3—0,5 0,4	—	—	—	—	10,0—50,0 30,0
		4	82,4—93,2 87,8	49,0—97,0 73,0	0,02—0,94 0,05	0,006	0,8—1,0 0,9	8—14 11,0	35—45 40,0	2,2—5,0 3,6	63—500 281	3,0—40,0 16,1
Среднефранский (доманиковский, мендымский)	Платформа (площади Юмышская, Решетниковская, Мустафинская)	4	89,0—92,0 90,2	60,0—71,0 65,6	0,98—3,22 2,47	—	0,2—0,4 0,3	7,0	30,0	4,2	50	0,1—70,0 19,0
		8	52,8—95,0 78,6	32,2—90,5 65,2	0,08—1,64 0,91	0—0,01 0,004	0,3—1,4 0,7	5—15 8,7	10—30 23,7	0,6—3,5 2,0	80—200 107	0,9—17,0 4,3
	Западный склон Урала (разрезы «Щугор», «Усьва», «Сулем», «Староуткинский»)											
							0,38	110,0	40,0	2,0	40	2,0
							3,33	67,0	450,0	10,0	77	13,0

Примечание. Спектральные анализы элементов выполнены параллельно в Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ИМГРЭ (данные А. Гусельникова) и в Харьковском государственном университете (данные Ю. Лапчинской). Числитель — пределы значений, знаменатель — среднеарифметическое значение.

Т а б л и ц а 4 (продолжение)

Возраст	Местоположение	Число оп- ределений	·10 ⁻² % на породу										$\frac{Fe + Mn}{Ti}$
			Ni	Cr	Co	Cu	Zn	Pb	Sn	Mo	Ag	Hg	
Турнейский	Платформа (Карача-Елгинская, Северо-Джеболская площади) Западный склон Урала (разрезы «Подчерем», «Еква», «Кын», «Дружинино», «Губаха»)	4	0,8—8,0 3,2	1,0—7,0 4,0	0,1—0,15 0,11	0,4—5,5 2,3	5,5—60,0 25,0	1,0—50,0 15,3	Менее 0,3	0,06—0,3 0,08	0,008—0,032 0,021	0,08—6,0 2,06	35,9—108,6 62,9
		15	0,3—2,0 1,1	1,0—2,0 1,5	0,07—0,63 0,37	1,1—3,5 2,2	1,0—8,0 4,7	1,0—0,6 0,4	0,3—1,2 0,65	0,06—0,3 0,14	0,005—0,02 0,011	0,01—6,0 2,56	16,2—51,3 36,1
Фаменский	Платформа (Тулвинская, Калининская площади) Западный склон Урала (разрезы «Староуткинский», «Широковский»)	2	2,0—3,0 2,5	— —	0,1—0,5 0,15	2,0—3,0 2,5	1,0—10,0 5,5	0,8—1,0 0,9	0,3 —	0,3—1,0 0,65	0,03—0,05 0,04	3,0—4,0 3,5	— —
		4	0,6—6,0 3,4	1,5—2,0 1,7	0,1—0,2 0,35	2,0—10,0 5,7	1,0—10,0 5,9	0,5—0,7 0,6	0,3—1,5 0,87	0,08—3,0 1,2	0,025—0,063 0,047	0,1—3,0 1,8	17,9—28,9 22,8
Среднефран- ский (доманико- вый, мендым- ский)	Платформа (площади Юмышская, Решетниковская, Мустафинская) Западный склон Урала (разрезы «Шугор», «Усьва», «Сулем», «Староуткинский»)	4	0,2—90,0 28,5	3,0 —	0,05—0,5 0,32	1,0—10,0 4,1	1,0—100,0 30,0	1,0—0,3 0,2	0,1—1,6 0,6	0,05—3,0 1,0	0,063—0,1 0,08	0,1—3,0 1,5	10,2 —
		8	0,8—11,0 3,3	1,2—3,0 1,8	0,07—0,5 0,27	0,7—10,0 4,7	2,0—20,0 9,8	0,1—0,6 0,3	0,3—2,5 0,8	0,08—0,25 0,11	0,005—0,02 0,011	0,05—6,0 2,3	14,2—47,2 29,9
			2,0 6,8	1,1 10,0	0,01 1,90	0,4 4,5	2,0 9,5	0,9 2,0	0,01 0,60	0,04 0,26	0,001 0,007	0,004 0,04	—

разрезах доманика Ухтинского района ртути содержится тоже на два-три порядка меньше, чем в изученных нами силицитах.

Палеозойские кремни восточной части Русской платформы и западного склона Урала несколько обогащены относительно разновозрастных окремнелых карбонатных пород тех же областей серебром, т. е. элементом, так же как и ртуть, характерным для некоторых зон вулканогенного оруденения. Содержание серебра в этих силицитах в 5—100 раз превышает кларковые количества его в известняках литосферы и в 2—10 раз выше кларка для глин. В ненасыщенных кремнеземом водах современных морей и океанов растворено очень мало ртути и серебра ($3-4 \cdot 10^{-9}\%$). Поэтому можно предположить, что концентрирование в кремнях ртути и серебра могло осуществляться только при условии значительного повышения концентраций их в морской воде в периоды резкого увеличения концентрации растворенного кремнезема и химического выпадения его в осадок¹.

По данным Н. П. Чирвинского и А. М. Кропачева (1970) и нашим определениям, в турнейских силицитах Уткинско-Серебрянского и Вуктыло-Когельского прогибов на западном склоне Среднего и Приполярного Урала (разрезы «Ёква», «Подчерем» и др.) содержание железа примерно такое же, как в гейзеритах вулканических областей, но меньше в них марганца. Величина железомарганцевого модуля $\frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Ti}}$,

предложенного Н. М. Страховым (1974, 1978), составляет в чистых силицитах турне на платформе и на западном склоне Урала 16,2—108,6, что выше даже, чем в эйфельских яшмах геосинклинальной зоны Урала и в эксгальационно-осадочных формациях Срединно-Атлантического, Срединно-Индийского и Восточно-Тихоокеанского океанических хребтов.

Таким образом, в микроэлементном составе пластовых силицитов среднефранско-турнейской карбонатной толщи западного склона Урала и восточной части Русской платформы намечаются признаки возможного влияния вулканизма на кремненакопление.

Есть предположения (Максимова, 1975, 1978; Корзун, 1977, и др.), что развитие окремнения в доманике и доманиковых фациях девона и карбона на платформе, в Урало-Волжской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинциях, с геосинклинальным вулканизмом связано косвенным образом, обусловлено поступлением кремнезема из гидротерм на дне среднефранско-турнейского бассейна, приуроченных к крупным разломам и являющихся отголосками вспышек вулканической и тектонической активности в Уральской геосинклинали, а также в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах. Несомненно, что гидротермальные процессы на платформе имели место, однако вряд ли они могли быть настолько интенсивными, чтобы привести к региональному окремнению среднефранско-турнейской карбонатной толщи.

На западном склоне Урала глубокие и протяженные разломы, секущие осадочную толщу, распространены очень широко, но даже здесь тяготения к ним линейных зон окремнения чаще всего не наблюдается. В восточных районах платформы в среднефранско-турнейских отложениях крупные дизъюнктивные нарушения редки, а приуроченное к ним иногда окремнение пород преимущественно незначительное (Кушнарева, 1971; наши наблюдения).

В Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинциях интенсивные проявления вулканизма основного типа в виде базаль-

¹ Большие количества серебра (в среднем 0,024%) отмечались В. Н. Холодовым (1973) в кембрийских силицитах Каратау, почти нацело сложенными кремневыми спиккулами губок. Однако такие же высокие концентрации этого элемента определены и в кембрийских кремнях, содержащих очень мало остатков кремневых организмов, поэтому нет основания связывать накопление серебра в каратауских силицитах с биогенным фактором.

тов и туфов отмечаются только в поддоманиковых (эйфельско-нижефранских и рифейско-вендских) отложениях. Окремнение этих пород тем не менее слабое, даже в зонах, где доказаны или предполагаются крупные древние нарушения осадочной толщи. Регионально окремненные свиты ниже доманика на платформе отсутствуют. Вообще каких-либо достаточно четких следов былого существования здесь в среднефранско-турнейское время мощных гидротерм, выносивших насыщенные кремнеземом воды в бассейн, по нашему мнению, нет. Связь аутигенного окремнения пород с глубинными гидротермами на платформе можно предполагать более или менее уверенно, пожалуй, лишь для очень активных тектонических зон на западе и юго-западе платформы, в пределах Днепровско-Донецкой и Припятской впадин.

Относительно равномерное развитие окремнения в доманиковых отложениях на огромной площади восточной части Русской платформы говорит о том, что платформенные гидротермы не были главными источниками поступления большого количества кремнезема в среднефранский бассейн.

Резюмируя вышеизложенные соображения о кремненакоплении в среднефранско-турнейском бассейне востока Русской платформы, мы можем сделать следующее заключение.

1. Выпадение в осадок кремнезема происходило на фоне значительного общего обогащения вод бассейна растворенной кремнекислотой, огромные массы которой приносились, во-первых, с обширных областей суши, расположенных на западе (в основном с Балтийского щита), и, кроме того, выносились, по-видимому, течениями из геосинклинальной зоны Урала в восточную, окраинную часть Русской платформы. В удаленных от геосинклинали западных и юго-западных районах платформы кремнезем, возможно, поступал в бассейн вместе с подводными гидротермами, приуроченными к крупным разломам в тектонически активных зонах Днепровско-Донецкой и Припятской впадин.

2. Интенсивная садка кремнезема, приводящая к образованию пластов седиментогенных силицитов в восточной части платформы и на западном склоне Урала, происходила периодически и относительно быстро, поскольку она была связана, вероятно, с пульсационным характером действия подводных и наземных гидротерм вулканических геосинклинальных зон (Магнитогорской и Тагильской) Урала. В геосинклинали поднимающиеся по разломам растворы, пересыщенные кремнеземом и содержащие относительно большие количества ртути, серебра, смешиваясь с морской водой, обогащали ее этими вулканогенными элементами и кремнекислотой. Вследствие довольно свободной связи геосинклинального девонско-каменноугольного бассейна Урала с восточной частью Русской платформы течения могли выносить из геосинклинали на платформу значительные количества кремнекислоты, быстро увеличивая и без того высокое содержание кремнезема в водах платформенного бассейна. В эти периоды активного действия вулканических гидротерм концентрация кремнекислоты в море иногда превышала равновесные значения как на Урале, так и даже в удаленных от Урала восточных районах платформы, где помимо активизирующейся биогенной садки кремнезема периодически осуществлялось и химическое его выпадение с образованием кремнеземистых гелей на дне бассейна. Вместе с кремнеземом в осадок попадали ртуть, серебро и другие элементы — свидетели вулканической природы кремнезема.

3. Формирование турнейской кремнистой толщи в Уткинско-Серебрянском и Вуктыло-Когельском прогибах, а также в Лемвинской зоне на западном склоне Урала отличалось от кремненакопления в некомпенсированных прогибах платформы исключительно высокой интенсивностью кремненакопления, что было обусловлено относительной близостью этих прогибов к зонам геосинклинального вулканизма на Урале.

- Айлер Р. К. Коллоидная химия кремнезема и силикатов. М., Госстройиздат, 1959.
- Алексеева М. А., Каледа Г. Т. О времени формирования нефтяных залежей в карбонатных коллекторах по эпигенетическим изменениям пород — Геология нефти и газа, 1975, № 9.
- Афанасьев А. П. Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. М., «Наука», 1977.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, 1956, № 2.
- Вишняков С. Г. Кремнистые образования в карбонатных породах нижнего и среднего карбона северо-западного крыла Подмосковского бассейна. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 4.
- Водзинскас Э. В. Окремнение верхнедевонских доломитовых пород Литвы. — В сб.: Опыт изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Материалы семинара АН ЭССР. Таллин, 1977.
- Гравитас В. А. Силициты даугавской свиты. — В сб.: Франские отложения Латвийской ССР. Тр. Ин-та геологии АН ЛатвССР. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1973.
- Гуляева Л. А., Поделько Е. Я., Тихомиров В. И. Особенности состава нерастворимых остатков карбонатных отложений верхнего девона — турне Камско-Кинельских прогибов. — В сб.: Геохимия карбонатных отложений системы Камско-Кинельских прогибов. Ин-т геологии и разработки горючих ископаемых. М., 1975.
- Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л., «Наука», 1973.
- Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л., «Наука», 1978.
- Журавлев Е. Г. О химизме выветривания фундамента Волго-Уральской области. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 4.
- Завьялов В. А., Мальцева О. С. Ртувь в одном из девонских разрезов Притиманья. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1953, № 4.
- Катченков С. М. Малые элементы в доманиковых отложениях. — Тр. Всесоюз. н.-и. нефтяного геол.-разведочн. ин-та, вып. 294, Л., 1971.
- Ключина М. Л., Смирнов Г. А., Хабаков А. В. Признаки течений в доманиковом бассейне Урала. — Докл. АН СССР, 1971, в. 198, № 2.
- Корзун В. П. Окремнение девонских карбонатных пород юго-востока Белоруссии. — В сб.: Опыт изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Материалы семинара АН ЭССР, Таллин, 1977.
- Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. — В сб.: Геохимия литогенеза. М., Изд-во иностр. лит., 1963.
- Кушнарева Т. И. Гидротермальные проявления в нефтеносной карбонатной толще верхнего девона на Печорской гряде. — Докл. АН СССР, 1971, в. 198, № 1.
- Лисицин А. П., Гордеев В. В. О химическом составе взвеси и воды морей и океанов. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М., «Наука», 1970.
- Максимова С. В. Пороодообразующая роль кремневых организмов и вулканизм. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 5.
- Максимова С. В. Турнейское осадкообразование в восточной части Русской платформы. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 2.
- Максимова С. В. Биогенные силициты — показатель активизации глубинных разломов. — Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1978, т. 53 (6).
- Махлаев В. Г. Аутигенный кремнезем в данково-лебедянских слоях. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 9.
- Махлаев В. Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М., «Наука», 1964.
- Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х. Распределение ртути в осадочных породах. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 3.
- Петровский А. Д. Условия образования граптолитовых сланцев на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1966, в. 169, № 4.
- Петровский А. Д. Минералогические и генетические особенности яшм. — Сов. геология, 1969, № 7.
- Пумпянский А. М. Кремнистые породы франского яруса Урала. — В сб.: Геология и полезные ископаемые Урала, ч. 1. Материалы ко второй Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1969.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А., Барская Н. В. Закономерности развития осадочных пород и палеогеографических условий седиментации на Русской платформе (опыт количественного исследования). — Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ. — Геохимия, 1970, № 4.

- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Основные черты палеографии Урала в фаменский век.— Докл. АН СССР, 1960, в. 135, № 4.
- Смирнов Г. А., Федорова Г. Г., Пумпянский А. М. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 3.
- Страхов Н. М. Доманиковые фации Южного Урала.— Тр. Ин-та геол. наук, вып. 16, геол. сер., № 6. Изд-во АН СССР, 1939.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема.— В кн.: Геохимия кремнезема. М., «Наука», 1966.
- Страхов Н. М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Страхов Н. М. Гидродинамический механизм распределения SiO_2 и CaCO_3 в океанском осадкообразовании.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 1.
- Теодорович Г. И. О кремнистых образованиях верхнего палеозоя западного склона Южного Урала.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1935, т. 13 (4).
- Тихомиров С. В. О вероятном влиянии вулканизма на осадконакопление и организмы в девоне на Русской платформе (автореф. докл.).— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1961, т. 36, № 6.
- Фролов В. Т., Фролова Т. И. Соотношение эффузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклинали Южного Урала.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала.— В сб.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Хворова И. В., Залманзон Э. С. Особенности состава фтанитов и яшм Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1963, № 1.
- Хворова И. В. Кремнеобразование в геосинклинальных областях прошлого.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I, ч. 1. Тр. ГИН АН СССР, вып. 195. «Наука», 1968.
- Хворова И. В., Дмитрик А. А. Микроструктуры кремнистых пород. Опыт электронномикроскопического исследования.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 246. М., «Наука», 1972.
- Хворова И. В., Золотарев Б. П., Гусарова А. И. Микроэлементы в эвгеосинклинальных кремнистых породах Южного Урала.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 6.
- Херасков Н. П., Разумова В. Н. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений.— В кн.: Вопросы литологии и стратиграфии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 251. М., «Наука», 1973.
- Холодов В. Н., Штеренберг Л. Е. К оценке роли Балтийского щита в качестве рудной питающей провинции.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5.
- Черных В. А. О кремнистых породах реки Большой Шайтановки (Северный Урал). Докл. АН СССР, 1960, в. 133, № 3.
- Чирвинский Н. П., Кропачев А. М. Малые элементы в известняках и кремнях турнейского яруса западного склона Среднего Урала. Уч. зап. Пермского ун-та, № 210, вып. 5. Геология и петрография Западного Урала. Пермь, 1970.
- Шатский Н. С. О марганцевых формациях и металлогении марганца. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4.
- Turekian K., Wedephol K. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, № 2.
- Weissberg B. Gold-silver ore-grade precipitates from New-Zealand thermal waters.— Econ. Geol., 1969, vol. 64, № 1.
- White D., Brannok W., Murata K. Silica in hot-spring waters.— Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 10, № 1—2.
- White D. Mercury and base-metal deposits associated thermal and mineral waters.— In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits. N. Y., 1967.

Институт геологии и разработки
горючих ископаемых МНП и АН СССР,
Москва

Дата поступления
16.IV.1979

УДК 551.3+551.8.051.761/762 (55.58)

УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ИРАНА И АФГАНИСТАНА

Б. В. ПОЛЯНСКИЙ

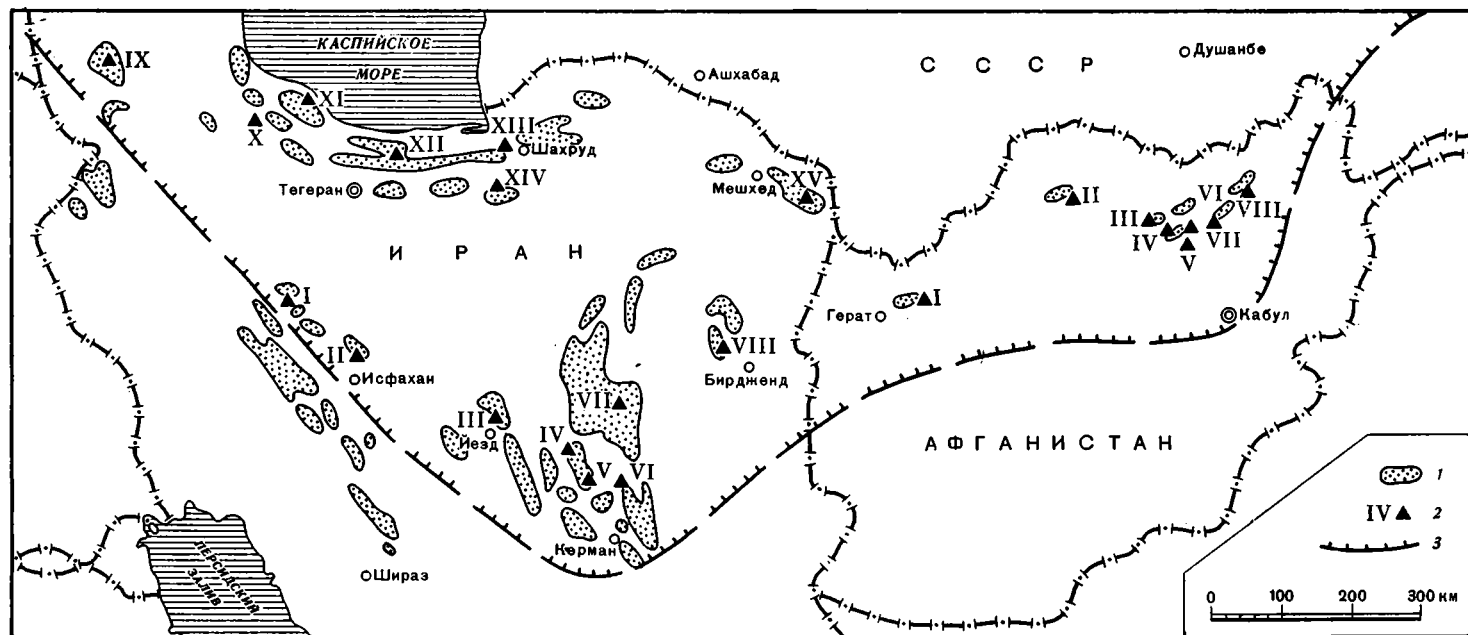
Накопление верхнетриасово-юрских угленосных формаций происходило в пределах седиментационных бассейнов Кавказа, Ирана, Северного Афганистана и Средней Азии, приуроченных к южной окраине Палеоевразии, на стыке ее с мелководной частью Палеотетиса. Чередование в разрезах парагенетически связанных субконтинентальных угленосных и морских фациальных комплексов определило цикличное строение формаций общей мощностью до 6000 м. Выделены четыре макроцикла, сложенные аллювиально-озерно-болотными, прибрежно-морскими и морскими элементарными циклами. Три максимума торфонакопления в позднем триасе, ранней и средней юре были обусловлены развитием торфяников аллювиального и прибрежно-морского типов. Верхнеюрский макроцикл относится к карбонатно-красноцветной формации. Произведена корреляция формаций в пределах конседиментационных прогибов на активизированной палеозойской платформе.

Нижнемезозойские угленосные отложения обнажаются в Центральном — Северном Иране и Северном Афганистане в пределах Кавказско-Памирского сегмента Альпийско-Гималайского пояса (фиг. 1). В позднем триасе — юре территория представляла собой эпиплатформенную орогеническую область, возникшую на активизированном платформенном основании в результате киммерийских фаз складчатости. Угленосные отложения формировались в пределах конседиментационных прогибов, заложенных и развивавшихся с различной степенью тектонической активности на этом основании. Прогибы Центрального и Северного Ирана характеризовались более спокойным режимом субконтинентальной седиментации по сравнению с Северным Афганистаном, где процессы преимущественно континентального осадконакопления часто нарушались конседиментационными поднятиями, размывами и вулканическими проявлениями. Южное обрамление этой территории (Загрос, Южный и Юго-Восточный Афганистан) отличалось устойчивым развитием в триасе — юре морских отложений геосинклинального типа.

Чередующиеся в разрезах формаций терригенные угленосные и терригенно-карбонатные отложения отражают крупный этап седиментации в гумидной обстановке и связаны в парагенетически единую угленосную формацию мощностью до 6000 м. Наряду с различиями мощностей, фаций и угленосности разрезы формаций обладают в целом однотипным строением с чередованием разнородных фациальных комплексов, прослеживаемых на больших расстояниях.

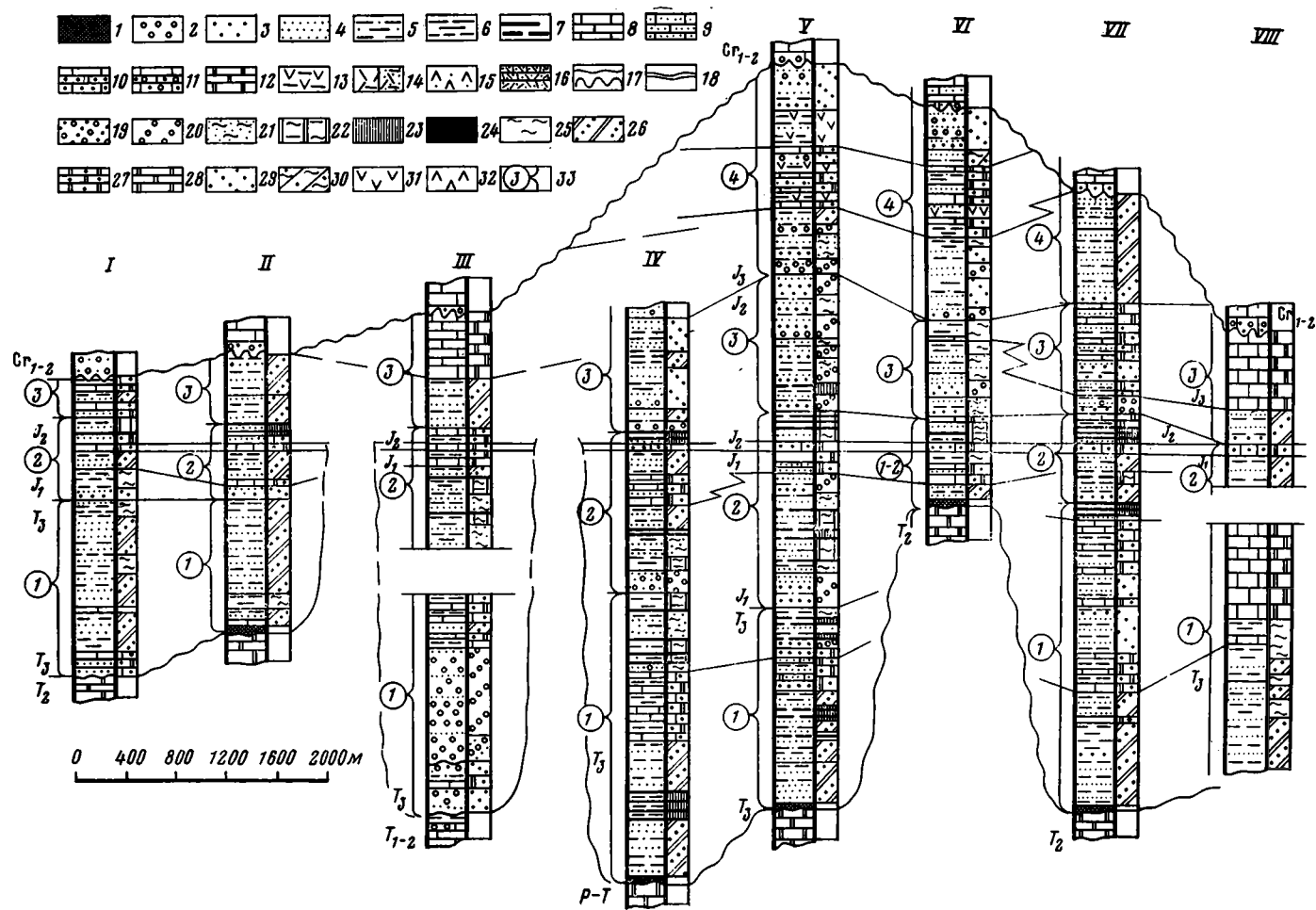
Угленосные формации залегают на морских образованиях пермотриаса со стратиграфическим перерывом, выраженным корами выветривания, или угловым несогласием. Верхняя граница формаций определяется налеганием с размывом, иногда с несогласием, грубообломочных в основании, красноцветных карбонатных отложений, отражающих этап седиментации в аридной обстановке.

Степень изученности угленосных формаций региона чрезвычайно сла-



Фиг. 1. Обзорная карта региона

1 — контуры выходов верхнетриасово — юрской осадочной формации; 2 — местоположение разрезов и их номера, соответствующие номерам на фиг. 2—4; 3 — южная граница распространения угленосности



ба с точки зрения не только стратиграфии, угленосности и состава, но, главным образом, условий их образования, что оправдывает настоящую публикацию.

В связи с разворотом в последнее десятилетие в Иране и Афганистане широких геологоразведочных и исследовательских работ первостепенной задачей является обобщение их результатов на базе современной методики литолого-фациального и формационного анализов. Эта методика, разработанная в Геологическом институте АН СССР под руководством члена-кор. АН СССР П. П. Тимофеева (1968, 1970), позволяет решать вопросы седиментогенеза и литогенеза осадочных формаций в пределах крупных блоков земной коры.

В данной статье на основе этой методики рассмотрены процессы седиментогенеза и цикличности триасово-юрских образований Ирана и Афганистана и дана их сравнительная характеристика.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Угленосная формация представляет собой на рассматриваемой территории сложнопостроенную толщу полифациального состава, состоящую из чередующихся континентальных и прибрежно-морских — морских фациальных комплексов. При изучении разрезов в пределах фациальных комплексов последовательно описывались и выделялись генетические типы отложений, фаций, макрофаций и группы фаций (Тимофеев, 1968, 1970; Полянский, 1976).

Комплекс континентальных фаций подразделяется на группы аллювиальных и озерно-болотных.

1. Группа аллювиальных фаций

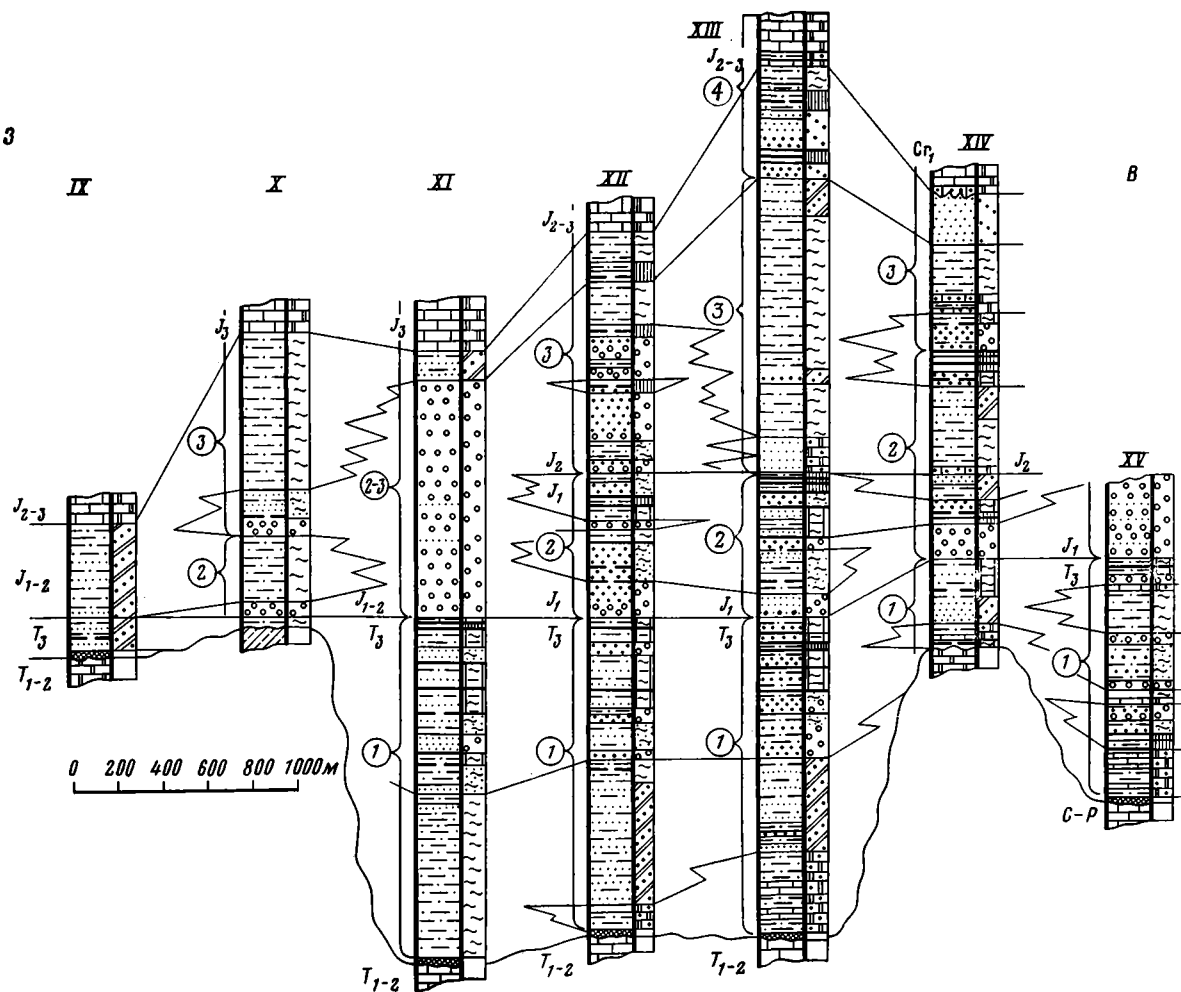
Представлена макрофациями русл и пойм, характеризующих осадконакопление в долинах рек предгорного и равнинного типа.

1. Макрофация русл. Русловые фации рек предгорного типа выражены единичными слоями в разрезах Ирана и Северного Афганистана (см. фиг. 2—4). Это обычно мелко-среднегалечные конгломераты и гравелиты и связанные с ними песчаники, сложенные в основном кварц-кремневым материалом средней окатанности и плохой сортировки, редко — с галькой эффузивов и известняков. Слои конгломератов мощностью 0,5—5 м, редко до 10 м, ложатся, как правило, на размытую поверхность

Фиг. 2. Литолого-фациальный профиль угленосной формации в Центральном Иране (с использованием материалов Stöcklin et al., 1965, 1972; Davoudzadeh, Seyed-Emami, 1972; Zahedi, 1973)

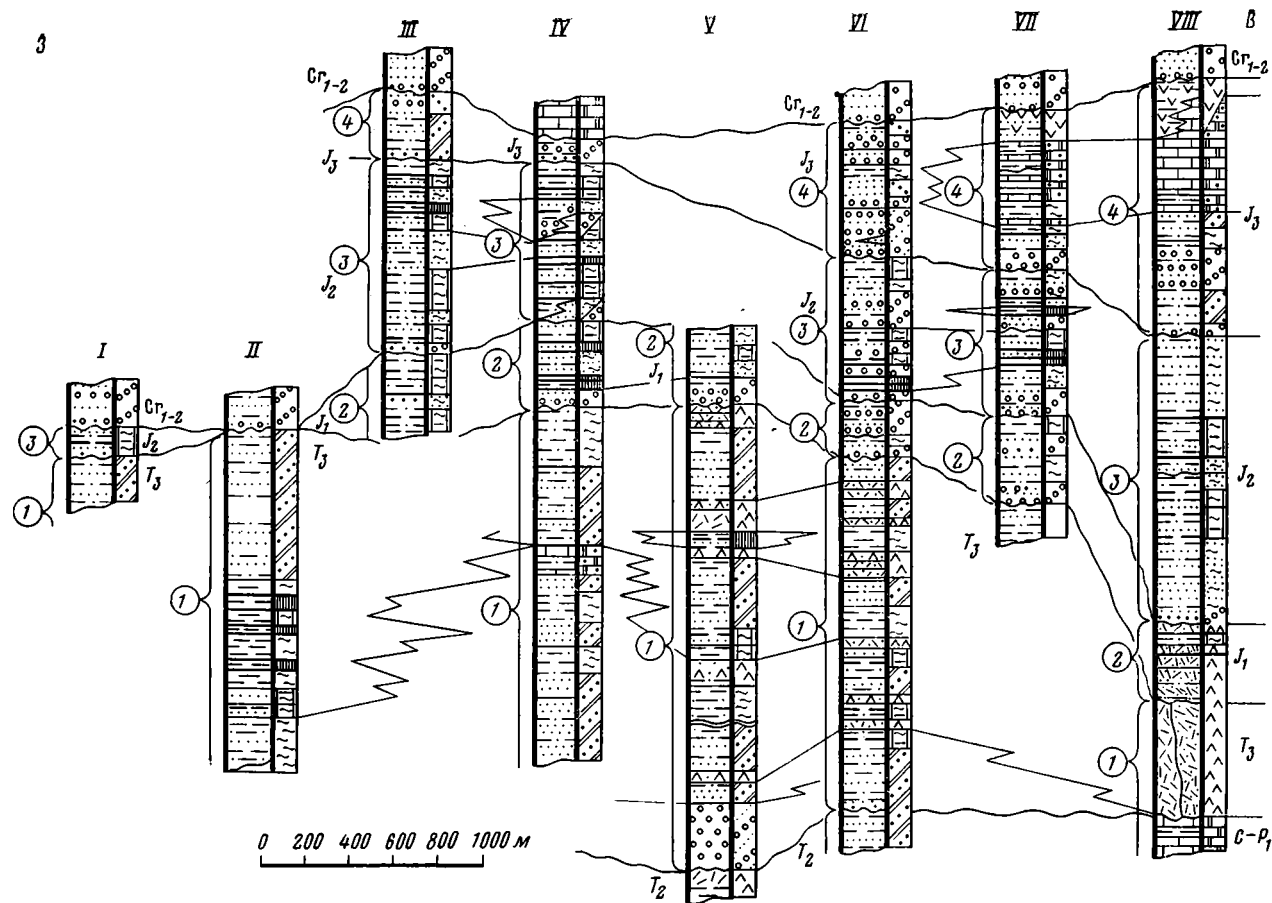
Местоположение разрезов: I — Сох, II — Тарг, III — Йезд, IV — Бухабад-Кухбанан; V — Керман, VI — Дарбанд, VII — Нейбанд, VIII — Бирджанд

Типы пород: 1 — коры выветривания, 2 — конгломераты и гравелиты, 3 — песчаники крупно- и среднезернистые, 4 — песчаники мелкозернистые, 5 — алевролиты, 6 — аргиллиты, 7 — пласты и прослои углей, 8 — известняки, 9 — известняки песчаные, 10 — известняки оолитовые, 11 — известняки песчаные с галькой, 12 — доломиты, 13 — гипсовые породы, 14 — эффузивы и туфы кислого состава, 15 — эффузивы среднего состава, 16 — эффузивы основного состава; 17 — поверхности размывов и угловых несогласий, 18 — разрыв мощности; *типы фаций:* 19 — гравийно-галечные осадки русл горных рек, 20 — песчано-гравийные осадки русл равнинных рек, 21 — песчано-глинистые осадки пойм, 22 — алеврито-песчаные осадки зарастающих озер, 23 — углистые глинисто-алевритовые осадки заболоченных озер, 24 — осадки торфяных болот, 25 — алеврито-глинистые осадки полуизолированных частей прибрежно-морских озер, заливов и лагун, 26 — алеврито-песчаные осадки прибрежных частей заливов и лагун, 27 — песчано-глинисто-карбонатные осадки прибрежно-морского мелководья, 28 — карбонатные осадки открытого морского мелководья, 29 — песчаные осадки сильно подвижных участков подводной части дельт, 30 — песчано-алеврито-глинистые осадки прибрежных частей пересыхающих заливов и лагун, 31 — песчано-глинисто-эвапоритовые осадки изолированных пересыхающих лагун; 32 — эффузивы, 33 — номера макроциклов



Фиг. 3. Литолого-фациальный профиль угленосной формации Северного Ирана (с использованием материалов Alavi-Naini, 1972; Davies et al., 1972; Zahedi, 1973; Садовников, 1979)

Местоположение разрезов: IX — Мараре, X — Шал, XI — Рамсар, XII — Алашт, XIII — Тазаре, XIV — Джам, XV — Дарбанд. Условные обозначения — на фиг. 2



Фиг. 4. Литолого-фациальный профиль угленосной формации Северного Афганистана (по материалам Браташа и др., 1970; Андросова и др., 1977)

Местоположение разрезов: I — Масджи-Чуби, II — Сары-Пуль, III — Лела, IV — Шабашак, Сары-Ассия, V — Доаби-Мехзарин, VI — Ишпушта-Доаб, VII — Каркар-Дудхаш, VIII — Чаль-Замбурак. Условные обозначения — на фиг. 2

подстилающих отложений. В разрезах Ирана эти фации выражены редкими горизонтами конгломератов в основании верхнетриасовых отложений в районе Иезда, среднеюрских — района Кермана и ниже-среднеюрских — Северного Эльбруса (см. фиг. 2, III, V). В Северном Афганистане они отмечены в синхронных отложениях в основании седиментационных циклов и достигают мощности первых метров (см. фиг. 4, IV, VIII).

Русловые фации рек равнинного типа широко представлены песчаниками от мелко- до крупнозернистых и алевролитами, часто с остатками наземной растительности, с характерной косой слоистостью руслового типа. Мощность этих слоев — обычно первые метры, редко 5—6 м.

Эти фации наиболее представительны в разрезах Центрального Ирана и Эльбруса, где русловые песчаники, часто с галькой, располагаются в основании седиментационных циклов (см. фиг. 2, 3). В разрезах Северного Афганистана фации руслового равнинного аллювия, нередко связанные с предгорным аллювием, представлены в отложениях нижней, средней, редко верхней юры, составляя иногда до 50% фациального состава отложений формации (см. фиг. 4, VI).

2) *Макрофация пойм*. Пойменные фации представлены обычно комплексом разнообразных песчано-алевролитовых пород, характерной особенностью которых является четкая генетическая связь с фациями русел равнинных рек с постепенным переходом русловых песчаников в пойменные вверх по разрезу. Отложения пойменных фаций отличаются от русловых значительно лучшей сортировкой обломочного материала, более мелкой, часто однонаправленной, косой слоистостью и большим количеством растительных остатков.

Мощность пойменных отложений достигает по некоторым разрезам первых десятков метров, образуя нередко с русловыми и озерными частое переслаивание хорошо сортированных песчано-алевролитовых пород, накапливавшихся в боковых частях речных долин. Пойменная макрофация наиболее представительна в разрезах Центрального и, в меньшей степени, Северного Ирана. В Северном Афганистане она широко представлена практически по всем разрезам нижней — средней юры.

II. Группа озерно-болотных фаций

Эта группа составляет основную часть континентальных накоплений угленосной формации и подразделяется на макрофацию озер и макрофацию болот (см. фиг. 2—4).

1) *Макрофация озер*. Озерные фации подразделяются на: а) фации озер, связанные с дельтами и прибрежно-морскими равнинами, и б) фации озер, связанные с пойменными частями речных долин.

а) Эти фации обычно выражены алевроито-глинистыми, хорошо сортированными осадками почти без примеси растительного материала или, в редких случаях, с тонкими прослоями углей. Они тяготеют, как правило, к нижней части формации и часто переходят в прибрежно-морские алевроито-песчаные осадки (см. фиг. 4, II—VI).

б) Фации озер, генетически связанные с поймами равнинных рек, представлены либо глинисто-алеврито-песчаными осадками проточных озер серого и темно-серого цвета с горизонтальной слоистостью и растительными остатками, либо глинисто-алевритовыми осадками заболачивающихся застойных озер. Последние значительно обогащены углистым веществом (до 30—40%), имеют почти черную окраску и неясно выраженную горизонтальную слоистость. По разрезам и по простиранию отложения озер тесно связаны взаимными переходами с осадками пойм и торфяных болот, будучи приурочены к нижней и средней юре, меньше — к верхнему триасу (см. фиг. 2—4), т. е. к основным максимумам торфонакопления (Полянский, 1976).

2) *Макрофа́ция болот*. К этой макрофа́ции условно отнесены все типы торфяников, формировавшихся как в условиях заболачивающихся речных долин (аллювиальный тип), так и приморских равнин (прибрежно-морской тип).

Фа́ции торфяников аллювиального типа в Иране выделяются в угленосных отложениях Керман-Бухабадского прогиба и в Северном Иране (см. фиг. 2, IV—V; фиг. 3, XII—XIV). В районе Исфагана — Йезда и Нейбанда — Бирджанда отмечены торфяники прибрежно-морского типа (см. фиг. 2, I—III, VII, VIII). Их образование подчиняется генетическим закономерностям, связанным с морскими трансгрессиями. Обычно максимумы торфонакопления предшествуют трансгрессиям или за ними следуют. Это объясняется стабилизацией тектонической активности перед началом трансгрессии и высоким уровнем грунтовых вод на заболачиваемых участках в результате подпора морскими водами.

В Северном Афганистане фа́ции торфяников более равномерно представлены в разрезах, достигая максимума в средней юре, местами — в позднем триасе. Здесь формировались преимущественно торфяники аллювиального типа, характерные плохой выдержанностью по простиранию, высокой зольностью торфов, в дальнейшем сложным и неустойчивым строением угольных пластов. Лишь в отложениях верхнего триаса районов Сары-Пуль и Шабашак, вероятно, образовывались торфяники прибрежно-морского типа (см. фиг. 4, II, IV). Преобладающее развитие аллювиальных торфяников в Северном Афганистане наряду с общим неустойчивым характером осадконакопления определило неравномерное распределение угленосности по разрезам.

III. Прибрежно-морские и морские бассейновые фа́ции

Этот комплекс фа́ций широко представлен в отложениях верхнего триаса-юры Ирана и сравнительно слабо — Северного Афганистана и связан с морскими трансгрессиями на этой территории. Здесь выделены макрофа́ции: 1) заливно-лагунного прибрежного мелководья, 2) открытого морского мелководья и 3) пересыхающих бассейнов (в карбонатно-красноцветной формации).

1) *Макрофа́ция заливно-лагунного прибрежного мелководья подразделяется на:*

а) фа́ции полуизолированных частей прибрежно-морских озер, заливов и лагун, представленные алеврито-глинистыми осадками с горизонтальной слоистостью, редкой мелкой солоноватоводной фауной, углистым детритом и пиритом. Эти фа́ции формировались в моменты спокойного осадконакопления в прибрежных мелководных бассейнах. Они выделены в отложениях верхнего триаса, меньше — юры и тесно связаны с пойменно-озерными и дельтовыми фа́циями, выше сменяясь прибрежно-морскими (см. фиг. 2—4);

б) фа́ции прибрежных частей заливов и лагун представлены алеврито-песчаными осадками с растительным детритом и мелкой волнистой слоистостью прибрежно-морского типа, характерной для подвижной среды седиментации. Эти фа́ции приурочены к отложениям поздне триасового и ранне-среднеюрского трансгрессивных комплексов в Иране, реже — позднеюрского в Северном Афганистане (см. фиг. 2, 3, 4).

2) *Макрофа́ция открытого мелководья эпиконтинентального моря подразделяется на следующие фа́ции:*

а) фа́ции малоподвижного прибрежного мелководья, выраженные песчано-глинистыми осадками с примесью карбонатного материала. Типично полого-волнистое переслаивание алевролитов и карбонатных песчаников, иногда с прослоями сильно песчанистых известняков и мергелей. Эти фа́ции выделяются в прибрежно-морских отложениях верхнего триаса и юры Ирана (см. фиг. 2, 3). В восточной части Северного Афга-

нистана они приурочены к верхнеюрским отложениям карбонатно-красноцветной формации (см. фиг. 4, VI—VIII);

б) фации сильноподвижного приустьевое мелководья центральной части подводной дельты, представленные песчаниками, часто грубозернистыми, с крупной косою слоистостью дельтового типа, широко развитыми в триасе и юре Центрального Ирана и, редко, в верхней юре Северного Афганистана. Они формировались при трансгрессиях поздне триасового и раннеюрского морских бассейнов и при регрессии позднеюрского моря;

в) фации открытого морского бассейна выражены карбонатными породами: различного типа органогенными известняками, глинистыми и кристаллическими известняками, мергелями, часто с морской фауной. Они накапливались в сравнительно удаленных от побережья участках моря. В нории — рэте и юре Ирана эти фации представлены как отдельными слоями известняков, так и мощными толщами (см. фиг. 2, 3). На востоке Северного Афганистана — это верхнеюрские карбонатные отложения (см. фиг. 4).

3) *Макрофация заливно-лагунного прибрежного мелководья с повышенной соленостью воды.* Представлена в единичных, самых полных разрезах карбонатно-красноцветной формации верхней юры только фацией изолированных лагун с повышенной соленостью воды, которая обычно выражена песчано-глинистыми красноцветными породами с прослоями гипсов и, реже, солей (фиг. 2, IV, V; фиг. 4, VII, VIII). Гипсы присутствуют в разрезах как в виде отдельных пластов, прослоев и линз, так и в тонкорассеянном состоянии и в форме тонких прожилков. Эти отложения накапливались в условиях отшнурованных лагун, имеющих кратковременную связь с открытым морем, в аридной климатической обстановке, когда испарение превышало поступление морских вод.

ЦИКЛИЧНОСТЬ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОРМАЦИИ

Разрезы угленосных формаций отражают общую направленность ритмичного развития процессов седиментогенеза от трансгрессии к регрессии. В Иране море трижды охватывало территорию этой страны: в позднем триасе, на границе ранней и средней юры и в поздней юре, с постепенным усилением трансгрессий во времени. В Северном Афганистане морские отложения отмечаются только в верхнем триасе и верхней юре. Эти трансгрессии наряду с палеорельефом, климатом и тектонической обстановкой в значительной мере определяют характер и общий ход осадко- и угленакопления и имеют огромное значение при корреляции процессов не только морского, но и континентального седиментогенеза.

В основу корреляции этих процессов было положено их ритмичное чередование во времени, выраженное в разрезах территории в виде элементарных циклов, мезо- и макроциклов. Нами принята методика и принципы фациально-циклического анализа осадочных формаций, разработанные П. П. Тимофеевым (1968, 1970). Под элементарным циклом понимается парагенетически связанный комплекс фаций, последовательно сменяющих друг друга во время накопления осадков и отражающих конкретную палеогеографическую обстановку или единицу ландшафта. В рассматриваемых разрезах выделяются три типа элементарных циклов: континентальные, прибрежно-морские и морские.

Континентальный тип цикла представлен комплексом в основном аллювиально-озерно-болотных отложений, составляющих нижне-среднеюрскую и частично верхнетриасовую части разрезов. В основании этих циклов обычно залегают с размывом грубозернистые песчаники, гравелиты или, редко, конгломераты фаций руслового, равнинного или горного аллювия. Выше они постепенно сменяются пойменными, а затем озерно-болотными отложениями, обычно перекрываемыми с размывом русловым

аллювием. Мощность этих элементарных циклов составляет от 10 до 30—50 м, причем на долю русловых приходится от 5 до 20—25 м. Наиболее представительны континентальные циклы в разрезах Центрального и Северного Ирана (см. фиг. 2, IV—VI; фиг. 3, XIII) и Северного Афганистана (см. фиг. 4, V—VII). Как правило, эти циклы неполные в тех частях разрезов, где максимально развиты отложения русл, и полные в местах развития озеро-болотных фаций.

К этим же элементарным циклам можно отнести и вулканогенно-осадочные типы циклов, выделяемые в разрезах верхнего триаса и отчасти нижней юры восточной части Северного Афганистана. В основании циклов здесь залегают эффузивные отложения среднего и основного состава, выше сменяющиеся туфо-песчаниками и туфо-конгломератами. Среди этих образований, особенно в их кровле, местами развиты пласты угля, формировавшиеся в моменты затухания вулканической деятельности и развития торфяников в оптимальных тектонических и климатических условиях (см. фиг. 4, VI, VIII).

Прибрежно-морской тип цикла представлен комплексом отложений прибрежно-морского подвижного и застойного мелководья, дельт и лагун, развитых спорадически в верхнем триасе, средней и верхней юре Ирана и Северного Афганистана (см. фиг. 4). Мощность этих циклов составляет 3—7 м, редко достигая 10—12 м. В основании их залегают, как правило, песчаники, часто крупнозернистые, с характерной косой слоистостью прибрежно-морских типов, редкой морской фауной или прослоями битой ракуши. Выше они сменяются алевролитами, аргиллитами хорошей сортировки, часто большой мощности. В них нередко тонкие прослойки известняков с терригенной примесью. Эти циклы обычно полные.

К прибрежно-морским циклам можно отнести и элементарные циклы в карбонатно-красноцветной формации верхней юры в наиболее полных разрезах территории (см. фиг. 2—4). Они выражены комплексом песчаниково-алевролитовых пород фаций прибрежно-морского подвижного мелководья с прослоями гипсов и известняков с редкой солоноватоводной фауной (фации пересыхающих лагун в условиях аридного климата). Мощность таких циклов достигает 5, редко 10 м.

Морской тип цикла представлен терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями в виде известняков различного типа, карбонатных алевролитов и песчаников с остатками морской фауны. В основании циклов обычно располагаются известковые песчаники или песчаные известняки, ракушечники (фации прибрежной подвижной части морского бассейна), которые выше переходят либо в переслаивание известняков с терригенно-карбонатными породами, либо в сплошные известняки фаций открытого морского бассейна нормальной солёности. Подобного типа циклы отмечены в верхней юре Северного Афганистана (см. фиг. 4, VII, VIII), в верхнем триасе и верхней юре Ирана (см. фиг. 2, 3) и имеют полный, непрерывный набор слагающих пород. Мощность морских циклов в целом соизмерима с мощностью прибрежно-морских.

Рассмотренные элементарные циклы слагают более крупные части разреза — мезоциклы, которые соответствуют, как правило, свитам или подсвитам, объединяемым общностью или близостью условий седиментации. Датировка свит и подсвит была произведена по данным определений остатков флоры и фауны (Полянский и др., 1975; Садовников, 1979).

В пределах мезоциклов континентальных частей разреза отмечается постепенная и неравномерная смена грубозернистых русловых отложений, преобладающих в основании мезоциклов, мелкозернистыми пойменно-озерными, причем их соотношение меняется в разных разрезах в зависимости от палеотектонической зональности территории. Однако в целом такие мезоциклы носят трансгрессивный характер осадконакопления.

В мезоциклах морского и прибрежно-морского генезиса мелководно-морские и лагунные песчаники и алевролиты преобладают над известняковыми отложениями фаций открытого мелководного моря. Слагающие мезоцикл элементарные циклы имеют либо полный, либо регрессивный набор пород, что отмечается в отложениях тоара — байоса и келловее Центрального Ирана (Керман). Мощность этих мезоциклов обычно в 2—3 раза меньше, чем континентальных, что вполне объяснимо разными скоростями накопления осадков. Мезоциклы не показаны на приводимых фигурах из-за их мелкого масштаба.

Мезоциклы в разрезах слагают макроциклы или подформации, которые являются полифациальными комплексами и отражают крупные этапы образования формации с повторяющимся изменением фациального состава отложений от континентальных к морским, т. е., как и мезоциклы, сохраняют тенденцию трансгрессивной направленности процессов седиментации. Такое отражение во времени динамики среды осадконакопления особенно четко отражено в наиболее полных разрезах тектонически активных зон или прогибов (см. фиг. 2, III, V). Здесь выделено четыре макроцикла, которые соответствуют во времени карнию — рэту, геттангу — байосу, байосу — бату и бату — титону (см. фиг. 2—4). Границы макроциклов часто не соответствуют возрастным границам ярусов и отделов. Макроциклы тектонически более стабильных зон или устойчивых конседиментационных поднятий имеют не только меньшую мощность, но представлены менее контрастным набором пород (см. фиг. 2, VI; фиг. 3, IX, X).

I макроцикл (карний — рэт) на большей части территории Ирана начинается после стратиграфического перерыва, выраженного обычно корами выветривания, резкой сменой фациального состава отложений и редко — угловым несогласием. Низы макроцикла в большинстве разрезов Ирана (см. фиг. 2, 3) сложены хорошо сортированными алевролитами, различными песчаниками и известняками фаций прибрежных частей заливов и лагун. В отдельных случаях (см. фиг. 2, III—V) макроцикл начинается мощными аллювиальными и дельтовыми отложениями. В местах конседиментационных прогибов Центрального Ирана, где в течение позднего триаса преобладали процессы прибрежно-морского и дельтового осадконакопления, весь первый макроцикл практически сложен элементарными циклами прибрежно-морского типа (см. фиг. 2, I—III, VII, VIII). Отложения прибрежного мелководья местами сменяются угленосными накоплениями аллювиально-озерно-болотных циклов (фиг. 2, IV, V), а затем вновь прибрежно-морскими, связанными с поздне триасовой морской трансгрессией, которая наиболее интенсивно проявилась в районах Нейбанда и Бирджанда (формация Нейбанд). В наиболее полных разрезах макроцикл завершается угленосными накоплениями (см. фиг. 2, IV, V, VII). Так, в районе Кермана угленосные отложения первого макроцикла, датированные ранней юрой (Полянский и др., 1975), после дополнительного анализа морской фауны и наземной флоры и корреляции разрезов Центрального и Северного Ирана отнесены к рэту (Садовников, 1975; Полянский, Кушлин, 1978).

Первый макроцикл сильно сокращен в местах поздне триасовых конседиментационных поднятий в восточной части Центрального Ирана (см. фиг. 2, VI). Здесь на корях выветривания в кровле пермо-триаса залегают нерасчлененные отложения первого и второго макроциклов мощностью до 300 м. В Северном Иране известны разрезы, где в основании первого макроцикла среди прибрежно-морских встречаются угленосные отложения (Corsin, Stampfli, 1977).

В Северном Афганистане первый макроцикл представлен в основном эффузивами, которые на востоке страны достигают мощности 500 м (см. фиг. 4, VIII). В западном направлении эффузивы постепенно выклиниваются, а макроцикл здесь приобретает черты сходства с макроциклом

в Центральном Иране, будучи сложен чередованием прибрежно-морских, местами угленосных накоплений. В самом полном разрезе первый макроцикл имеет мощность 1900 м и начинается аллювиальными отложениями мощностью 300 м (см. фиг. 4, V). Угленосность отмечается только в районе Сары-Пуль (см. фиг. 4, II). Торфонакопление было скорее аллювиального типа и шло на значительном удалении к северу от морского побережья (Сары-Пуль, Ишпушта, см. фиг. 4, II, V—VI). Судя по наличию местами мощных накоплений горного аллювия (см. фиг. 4, V), можно предположить развитие значительно расчлененного рельефа в северной части страны и рек с сезонным накоплением обломочного материала.

Климат в позднем триасе претерпел изменения в сторону гумидизации по сравнению с более умеренным климатом в раннем — среднем триасе, что доказывается изменением фациального состава отложений и остатков растений.

II макроцикл (геттанг — байос), так же как и первый, имеет трансгрессивный характер накопления, залегает с размывом и представлен снизу в наиболее полных разрезах Ирана (см. фиг. 2, IV, V; фиг. 3, XII—XIV) элементарными циклами аллювиально-озерно-болотного типа со значительным развитием фаций торфяников. Обилие остатков нижнеюрских растений (Полянский и др., 1975; Садовников, 1979), косослоистые песчаники руслового типа, развитие почв в основании угольных пластов нижней части макроцикла подтверждают континентальное осадконакопление в гумидной обстановке в широких речных долинах. Заболачивание боковых частей речных долин было развито в районах Кермана — Иезда и в восточной части Эльбруса.

Выше по разрезам эти циклы сменяются элементарными циклами прибрежно-морского типа. В их основании практически по всем разрезам Ирана залегают карбонатные песчаники с битой ракушкой, характеризующие фации прибрежного подвижного морского мелководья. Затем они переходят в алевролиты и аргиллиты с прослоями известняков, мергелей и песчаных известняков комплекса фаций заливов, лагун, баров и открытого морского мелководья. В кровле этих отложений располагается горизонт темных оолитовых так называемых «цефалоподовых известняков Бадаму», которые прослежены почти на всей территории Ирана. В Северном Иране (см. фиг. 3, XIII) на этом уровне залегают синхронные известнякам карбонатные песчаники с характерными аммонитами тоара — байоса (Seyed-Emami, 1971). Эти известняки и песчаники приняты нами за наиболее надежный уровень при сопоставлении разрезов угленосной формации Ирана.

В кровле II макроцикла выше известняков Бадаму прослеживаются угленосные отложения, представляющие основную промышленную угленосность Центрального Ирана, особенно Керман-Бухабадского прогиба (см. фиг. 2, IV—VI). На конседиментационных поднятиях по периферии этого прогиба, за пределами Центрального Ирана, эти отложения сокращены в мощности до 600 м, местами составляя с первым макроциклом единый комплекс нерасчлененных терригенно-карбонатных пород фаций подвижного и застойного прибрежно-морского мелководья (см. фиг. 2, VI).

В Северном Афганистане II макроцикл сложен аллювиально-озерно-болотными элементарными циклами и отличается от такового в Иране меньшей мощностью (300—400 м) и проявлениями вулканизма в крайней северо-восточной части Афганистана. К западу отложения этого макроцикла были уничтожены в результате мощной предмеловой денудации, и на различные части формации ложатся с несогласием грубообломочные отложения мела (фиг. 4, I, II).

Угленосность неравномерно распределена во II макроцикле и на площади развития нижнеюрских отложений. Угольные пласты рабочей мощности отмечены в районе Чаль-Замбурака и местами в разрезах Даран-

Суфа и Доаба (см. фиг. 4), что говорит о неустойчивом режиме торфо-накопления аллювиального типа.

Проявления вулканизма, отмеченные в крайних восточных разрезах Афганистана, самые молодые в регионе и могут быть сопоставлены с синхронным вулканизмом на Дарвазе (Полянский, 1973) и в Закавказье (Лебедев, Малхасян, 1965). Вулканы были приурочены к системе дугообразно ориентированных Дарвазского, Герирудского и Южно-Эльбурского разрывов, имеющих, вероятно, домезозойское заложение.

Раннеюрские ландшафты региона были, вероятно, сходны с поздним триасом, но изменились за счет расширения внутриконтинентальных и прибрежно-морских долин и иной конфигурации поднятий. Изменились и климатические условия, во многом определявшие состав растительности и характер торфонакопления. В целом с триаса к юре шел процесс гумидизации климата и повышения роли растительного вещества в составе осадков.

III макроцикл (байос — бат) имеет неустойчивую мощность — от 300 до 2000 м и представлен в разрезах Центрального Ирана в основном аллювиально-озерными элементарными циклами. Они сложены терригенными флороносными безугольными, местами грубообломочными, отложениями прибрежно-морских аллювиальных равнин, получивших максимальное развитие в районе Керман-Бухабадского прогиба (см. фиг. 2, IV—VI). На остальной территории Ирана, включая Южный и Восточный Эльбурс, были развиты карбонатно-терригенные осадки фаций прибрежно-морских заливов и лагун. Выше они сменяются толщей средне-позднеюрских известняков и доломитов фаций открытого мелководного морского бассейна. Лишь в районе Восточного Эльбурса (Шахруд) непосредственно перед этой трансгрессией получили развитие маломощные торфяники прибрежно-морского типа, фиксирующие самый высокий уровень угленосности в Иране (см. фиг. 3, XIII). Границы макроцикла определяются снизу аллювиальными или дельтовыми песчаниками, залегающими с размывом на подстилающих породах II макроцикла, а сверху — резким трансгрессивным налеганием красноцветных отложений верхней юры.

По периферии Центрального Ирана в местах конседиментационных поднятий третий макроцикл обычно сильно сокращен в мощности — до 300—400 м как за счет уменьшения скорости седиментации, так и срезания предмеловой денудацией (см. фиг. 2, I, II, VI).

В Северном Афганистане третий макроцикл отличается сравнительным постоянством фациального состава и сложен аллювиально-озерно-болотными элементарными циклами с неравномерным распределением фаций торфяников по разрезу и на площади (см. фиг. 4). Этот макроцикл, как и второй, отделяется снизу и сверху крупными размывами. Мощность макроцикла выдержана в пределах 500—800 м, кроме Чаль-Замбуракского прогиба в северо-восточной части страны, где увеличивается до 1300 м. На западе он резко сокращен иногда до нуля в результате предмеловой денудации.

Условия осадконакопления в средней юре в Северном Афганистане проявляют черты сходства с фациальной обстановкой в Центральном Иране, особенно в районе Кермана. Здесь развитие аллювиальных и озерно-болотных фаций преобладало над прибрежно-морским осадконакоплением.

IV макроцикл (келловей — киммеридж) завершает поздне триасово-юрский этап седиментации, но резко отличается от подстилающих угленосных отложений своей красноцветностью и преобладающим карбонатным составом, что характеризует аридные условия осадконакопления и позволяет отнести их к карбонатно-красноцветной формации. Она залегает согласно, но с размывом, на угленосной и сохранилась в результате предмеловой денудации только в самых полных разрезах Центрального

Ирана (см. фиг. 2, V, VI). Здесь макроцикл представлен преимущественно отложениями прибрежно-морского и морского генезиса с континентальными фациями в начале его формирования (аллювиально-озерные элементарные циклы). Фации торфяников отсутствуют, что объясняется в целом аридизацией климата и отсутствием оптимальных условий для захоронения растительности. Отложения имеют красные тона окраски и повышенное содержание аутигенного кальцита и доломита. В средней части макроцикла аллювиально-озерные циклы сменяются прибрежно-морскими, представленными песчано-глинистыми, карбонатными и частично сульфатными осадками прибрежно-застойного морского мелководья с некоторой долей песчаных осадков подвижного приустьевоего мелководья. Верхняя часть макроцикла сложена песчано-алевритовыми гипсоносными породами, которые выше сменяются более грубыми песчано-гравийными.

В разрезах района Нейбанда (см. фиг. 2, VII) макроцикл либо замещается по простиранию мощными флишевыми песчано-глинистыми сероцветными отложениями, либо срезан предмеловой денудацией.

В Северном Иране (Эльбурс, Джам-Семнан), а также в районе Йезда красноцветные отложения верхней юры не отмечены. Обнажающиеся здесь средне-верхнеюрские известняки входят в состав верхней, сохранившейся от размыва, части III макроцикла (см. фиг. 2, III, VIII: фиг. 3, IX, XIII).

В Северном Афганистане в подошве макроцикла повсеместно отмечаются грубозернистые песчано-гравийные аллювиальные отложения, залегающие с размывом или местными угловыми несогласиями, что указывает на некоторую перестройку рельефа перед позднеюрской трансгрессией. Выше по разрезам русловый аллювий постепенно замещается пойменными и озерными осадками. Эти отложения условно относятся к келловее (Браташ и др., 1970) и наиболее полно выражены в северо-восточной части страны (см. фиг. 4, VII, VIII).

Средняя часть макроцикла, датированная оксфордом, представлена прибрежно-морскими фациями в виде чередования маломощных известняков и красноцветных глинисто-алевролитовых пород. Восточнее Чаль-Замбурака (см. фиг. 4, VIII) они замещаются морскими известняками, которые можно отметить и вдоль северной периферии Палеотетиса на территории Таджикистана.

В западных разрезах Северного Афганистана макроцикл представлен лишь своей нижней частью, сохранившейся от предмелового размыва в виде толщи аллювиальных грубообломочных отложений мощностью 100—300 м. Верхи макроцикла, сложенные красноцветными известняковыми и гипсоносными породами, обнажаются только в полных разрезах северо-восточной части страны (см. фиг. 4).

В оксфорде фациальная обстановка отличалась практически повсеместным накоплением карбонатных морских осадков, включая и Центральный Иран. В Юго-Западном Иране и Южном Афганистане в геосинклинальных прогибах морские отложения продолжали унаследованное развитие с палеозоя и в оксфорде охватили всю территорию сегмента (James, Wind, 1965; Леонов и др., 1974; Славин, 1976).

Киммеридж-титонское время в целом характеризуется развитием процессов дальнейшей пенепленизации суши и аридизации климата, которые в меньшей степени проявились в Северном Иране, где преобладало морское осадконакопление. В границах широких приморских равнин, тяготеющих к тем же поднятиям, что и в келловее, но значительно выровненных, отлагались карбонатно-сульфатно-терригенные красноцветные морские и прибрежно-морские осадки. Аридность климата и отсутствие условий для захоронения и сохранения растительности исключало возможность процессов торфонакопления в поздней юре. Поэтому выделение в Северном Афганистане позднеюрского этапа угленакопле-

ния Андросовым и др. (1977) сделано этими авторами без учета общей палеогеографической обстановки в поздней юре и в результате недостаточно критического использования определений флоры, выполненных Т. А. Сикстель для датировки этого этапа.

ВЫВОДЫ

1. Широко развитые на территории Ирана и Северного Афганистана верхнетриасово-среднеюрские угленосные отложения объединены нами в угленосную формацию на основании преобладающего широкого развития во время ее образования процессов торфонакопления и в целом сходной обстановки устойчивых конседиментационных прогибов, отсутствия крупных перерывов внутри осадочной толщи и последовательной генетической связи всех слагающих ее элементов.

2. Границами формаций служат естественноисторические рубежи изменения климата, перестройки ландшафтов и тектонического режима, связанного с ранне- и позднекиммерийскими фазами альпийского тектогенеза. Нижняя граница формаций выражена корами выветривания между средним и верхним триасом, а верхняя — сменой терригенных угленосных отложений красноцветными карбонатными и карбонатно-сульфатными или даже несогласиями и перерывами между средней и верхней юрой.

3. Образование угленосных формаций происходило в зоне сочленения различных палеоландшафтных зон: с юга — открытой мелководной части Палеотетиса, с севера — сложнорасчлененного побережья Палеоазиатского материка, включавшего эпиконтинентальные моря, временами сообщавшиеся с Палеотетисом. Эта обстановка послужила фоном для накопления сложного, циклично построенного полифациального комплекса отложений. В нем чередуются терригенные, угленосные, карбонатно-терригенные и карбонатные осадки, парагенетически связанные в единую формацию общей мощностью до 6000 м с общей направленностью осадочного процесса от трансгрессии к регрессии.

4. Намечается фациальная приуроченность угленосных горизонтов к подошве и кровле морских отложений, иными словами — развитие торфяников перед началом морских трансгрессий и сразу после их завершения. В такие моменты происходило максимальное выравнивание территории и создавались оптимальные палеоландшафтные условия для заболачивания.

5. Смена фациальных обстановок в процессе познетриасово-юрского осадконакопления позволяет выделить три типа элементарных седиментационных циклов: континентальных (аллювиально-озерно-болотных), морских и прибрежно-морских, мощностью от 3—10 до 30—50 м. Они слагают циклы более высоких порядков — мезо- и макроциклы. Последние являются крупными полифациальными комплексами, отражающими длительные этапы накопления осадков формации, примерно соответствующие на рассматриваемой территории карнию — рэту (I макроцикл), геттангу — байосу (II макроцикл), байосу — бату (III макроцикл) и поздней юре (IV макроцикл).

В составе формаций макроциклы отождествляются с подформациями. Первые три макроцикла объединяются в угленосную формацию, а IV макроцикл представляет карбонатно-красноцветную формацию.

6. В пределах макроциклов отмечено увеличение вверх по разрезам роли более тонкозернистых осадков по сравнению с грубозернистыми. В наиболее полных разрезах устойчивых конседиментационных прогибов в Центральном Иране континентальные элементарные циклы снизу вверх сменяются постепенно прибрежно-морскими и морскими, т. е. формирование каждого макроцикла заканчивалось трансгрессиями в нории, тоаре — байосе и в келловее — оксфорде с последующим торфонакопле-

нием в рэте, плинсбахе и байосе. Одновременно с изменениями палеоландшафтов изменялись палеоклиматические и геохимические условия осадконакопления от преимущественно гумидных в позднем триасе, ранней и средней юре с высокими температурой, влажностью и развитием торфяников к аридным в поздней юре, когда сохранялась лишь ксерофитная растительность и отсутствовали оптимальные условия для накопления и консервации растительной массы.

7. Макроциклы прослежены практически по всем изученным разрезам территории, за исключением тех мест, где первый макроцикл либо выпадает из разреза в результате проявления древнекиммерийской фазы тектогенеза, либо объединяется со вторым (конседиментационные поднятия Дарбанд, Джам-Семнан и Шотори). Границами макроциклов в полных разрезах служат изменения тектонической и фациальной обстановок, выраженные размывами и резкими контактами разнотипных пород.

8. В карнии — рэте (I макроцикл) существовал режим прибрежно-морской седиментации с неравномерным развитием торфяников континентально-морского типа. В это время южная окраина Палеоазиатского материка представляла собой полого-всхолмленную сушу с врезанными речными долинами, куда ингрессировало море. В нории трансгрессия наиболее сильно проявилась в районе Нейбанда (мощные горизонты известняков формации Нейбанд) и слабее на остальной территории Ирана. В Северном Афганистане морские отложения верхнего триаса полно представлены в районе Шабашака, где торфонакопление имело спорадическое распространение.

9. В геттанге — байосе (II макроцикл) широкое развитие получили заболочиваемые аллювиальные долины, которые к югу переходили в прибрежно-морские равнины. В тоаре — байосе произошла вторая во времени образования формации обширная морская трансгрессия, которая распространилась на большую часть Ирана и юг Афганистана, проникла через Кавказ в южную часть Туркмении, но не достигла севера Афганистана. Торфонакопление в это время охватило территорию Центрального и Северного Ирана и краевые части Афгано-Таджикской депрессии.

10. В байосе — бате (III макроцикл) были типичны процессы аллювиального осадконакопления, которые к периферии Ирана сменялись прибрежно-морским. В эту эпоху произошли значительная пенепленизация рельефа и расширение морской акватории за счет Северного Ирана, Кавказа и юга Средней Азии. Торфонакопление продолжалось в незначительном объеме в Северном Иране, но получило преобладающее распространение на территории Северного Афганистана, еще не захваченной трансгрессией.

11. В позднеюрское время (IV макроцикл), в отличие от предшествующих эпох, процессы седиментации протекали в условиях засушливого (аридного) климата, прекращении торфонакопления и повышенной карбонатности и сульфатности осадков. Мощная оксфордская трансгрессия охватила практически всю территорию, включая и юг Средней Азии, и представлена толщей известняков почти во всех разрезах региона. Красноцветные отложения этого макроцикла составляют карбонатно-красноцветную формацию, сохранившуюся лишь в полных разрезах Центрального Ирана и Афганистана.

ЛИТЕРАТУРА

- Андросов Б. Н., Колчанов В. П., Кулаков В. В. Угленосность северных предгорий Гиндукуша. М., «Наука», 1977.
Браташ В. И., Егунов С. В., Печников В. В., Шеломенцев А. И. Геология и нефтегазонасыщенность Севера Афганистана.— Тр. ВНИГНИ, вып. LXXX. М., «Недра», 1970.
Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. М., «Наука», 1965.
Леонов Г. П., Логинова Г. А., Панов Д. М. Основные области и зоны осадконакопления в пределах Ближне-Средневосточной части Альпийского пояса Евразии в юрское, меловое и палеогеновое время.— Вестн. МГУ, сер. 4, геология, 1974, № 2.

- Полянский Б. В. Триас-нижнеюрские осадочно-вулканогенные отложения северо-восточной части Афгано-Таджикской депрессии.— Докл. АН ТаджССР, 1973, т. XVI, № 3.
- Полянский Б. В. Основные циклы формирования триасово-юрских прогибов и максимумы угленакопления в Центральном Иране.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10.
- Полянский Б. В., Сафронов Д. С., Сикстель Т. А. Верхнетриасовые и юрские отложения Юго-Восточного Ирана (Керманский район).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 5.
- Полянский Б. В., Кушлин Б. К. Верхнетриасовые отложения и граница триаса и юры в Иране.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9.
- Садовников Г. Н. Флора мезозойской угленосной формации Эльбруса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 12.
- Славин В. И. Тектоника Афганистана, М., «Недра», 1976.
- Тимофеев П. П. Литолого-фацальный и формационный анализ угленосных отложений.— В кн.: Угленосные формации и угольные месторождения (Междунар. геол. конгр., XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема II). М., «Наука», 1968.
- Тимофеев П. П. Основные проблемы изучения угленосных формаций.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 3. М., «Наука», 1970.
- Corsin P., Stampfli G. La formation de Shemshak dans l'Elburs oriental (Iran). Flore-Stratigraphie-Paleogeographie. Geobios, 1977, No. 10, fasc. 4.
- Davies R. G., Jones C. R., Hamzepour B., Clark G. C. Geology of the Masuleh Sheet, 1: 100 000, Northwest Iran.— Geol. Surv. Iran, 1972, v. 24.
- Davoudzadeh M., Seyed-Emami K. Stratigraphy of the Triassic Nakhlak Group in the Anarak region. Central Iran.— Geol. Surv. Iran, 1972, v. 28.
- Nabavi M., Seyed-Emami K. Sinemurian Ammonites from the Shemshak formation of North Iran (Semnan Area, Alborz).— N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1977, 153, h. 1.
- James G., Wind J. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil Consortium agreement area.— Amer. Assoc. of petrol. geologists, 1965, v. 49, No. 19.
- Seyed-Emami K. The Jurassic Badamu Formation in the Kerman region, with remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran.— Geol. Surv. Iran, 1971, v. 19.
- Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushmand-Zadeh A. Geology of the Shotory range (Tabas area, East Iran).— Geol. Surv. Iran, 1965, v. 3.
- Stöcklin J., Eftekhar-Nezhad J., Hushmand-Zadeh A. Central Lut Reconnaissance. East Iran.— Geol. Surv. Iran, 1972, v. 22.
- Zahedi M. Etude geologique de la region de Soh (W de l'Iran central).— Geol. Surv. Iran, 1973, v. 27.

ГИН АН СССР
Москва

Дата поступления
13.VIII.1979.

УДК 552.14 : 552.51 (571.56)

О КАТАГЕНЕЗЕ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД И МЕТАМОРФИЗМЕ УГЛЕЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

В. М. ЖЕЛИНСКИЙ

На основе метода стадийного анализа выделены в разрезе и прослежены на площади зоны постдиагенетических преобразований терригенных пород мезозойской угленосной формации Южной Якутии. Сопоставление региональной зональности катагенеза терригенных пород с зональностью метаморфизма углей свидетельствует о «несогласованном» характере преобразований минерального и органического вещества на больших площадях. Изучение мезозойского магматизма и генетически связанной с ним гидротермальной деятельности позволило установить, что эта несогласованность связана с неоднородностью регионального палеогеотермического поля, напряженность которого существенно повышалась на участках внедрения магматических тел и в зонах гидротермальных процессов. В зависимости от интенсивности теплового воздействия угли разных стадий метаморфизма попали в одну и ту же зону регионального катагенеза терригенных пород на соседних месторождениях. На площадях, где нет проявлений магматизма, отмечается относительно синхронное увеличение степени преобразований минерального и органического вещества сверху вниз по разрезу формации.

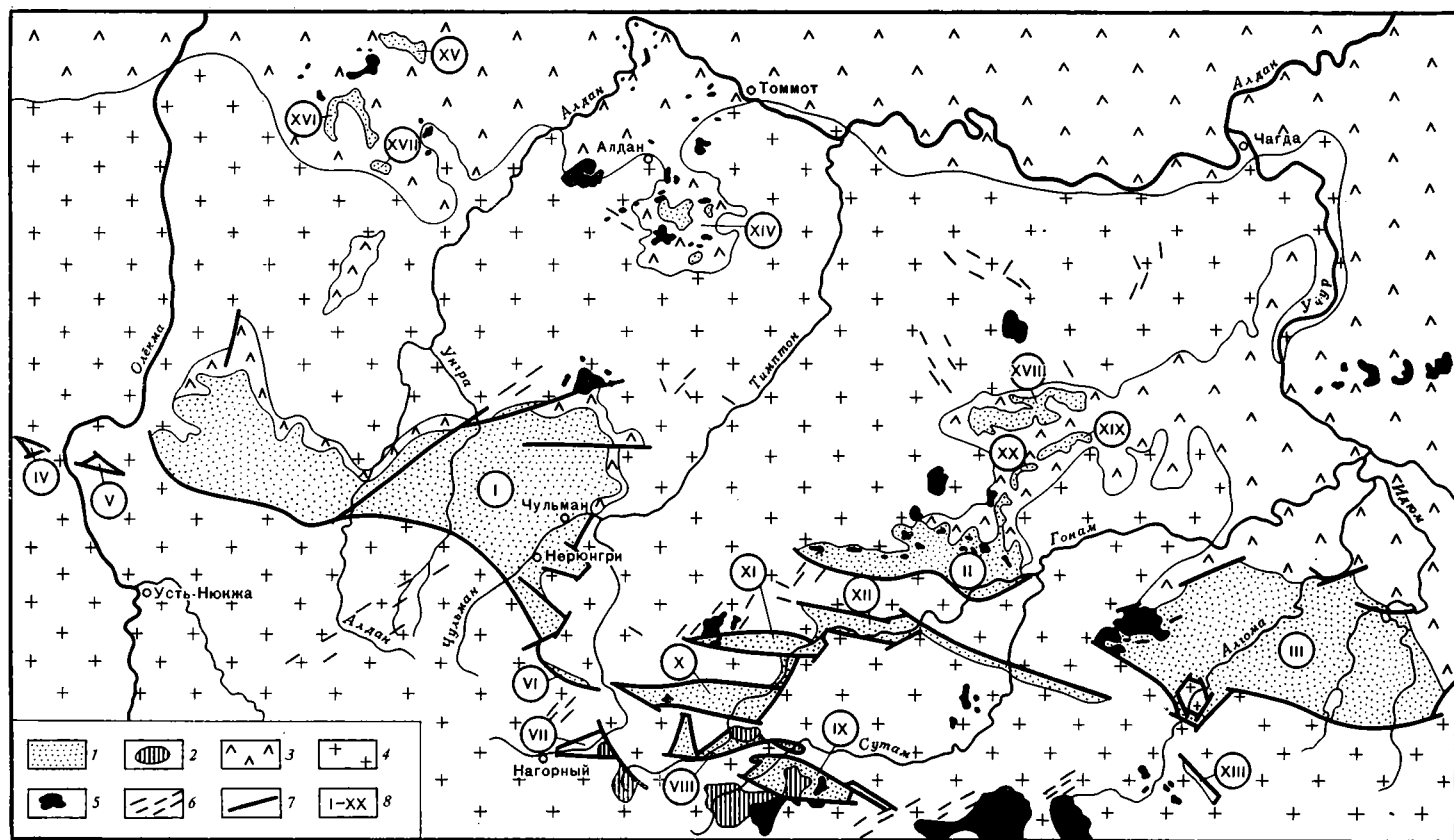
ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Мезозойскую угленосную формацию Южной Якутии образуют отложения всех трех отделов юрской и нижнего отдела меловой систем общей мощностью около 4000 м. Это преимущественно терригенные породы, среди которых преобладают песчаники различного гранулометрического состава. Ограниченно развиты аргиллиты, алевролиты, гравелиты и конгломераты. В разрезе установлено около 100 угольных пластов и единичные прослои вулканогенных пород — кремнистых туфов, туфогенных алевролитов и песчаников.

По флористическим и фаунистическим остаткам, литологическим признакам и характеру угленосности формация разделяется на семь свит (снизу вверх): юхтинскую ($I_{1-2}jt$, 450 м), дурайскую (I_2dg , 580 м), кабактинскую (I_3kb , 620 м), беркакитскую (I_3br , 1000 м), нерюнгринскую (I_3ng , 380 м), холодниканскую (Cr_1ch , 420 м) и нагорнинскую (Cr_1ng , около 600 м).

Накопление мезозойских отложений происходило в континентальных условиях. Грубообломочные породы нижнего (юхтинская) и верхнего (нагорнинская и холодниканская свиты) горизонтов угленосной формации имеют аллювиально-пролювиальный генезис, а хорошо сортированные алевроито-песчаные отложения средней ее части являются осадками крупного внутриконтинентального бассейна озерного типа. Формирование торфяников связано с заболачиванием пойменных участков речных долин и прибассейновых низменностей (Александров и др., 1970).

В структурном отношении угленосная формация Южной Якутии приурочена к системе мезозойских депрессий, протягивающейся по южной окраине Алданского щита вдоль его границы с мобильной Джугджуро-Становой областью карельской складчатости. Эта система депрессий,



состоящая из 24 отдельных структур (впадин и грабен, разделенных горстовыми выступами архейского кристаллического фундамента), вытянута в субширотном направлении на расстояние свыше 750 км — от р. Олекмы на западе и до р. Учур на востоке (фиг. 1). В течение мезозоя почти вся эта обширная территория представляла собой единую область седиментации (Предстановой предгорный прогиб), а ее разобщение произошло на заключительном этапе накопления угленосной формации (Мокринский, 1961; Александров и др., 1970). Наиболее крупными реликтовыми структурами Предстанового прогиба являются Чульманская, Токинская и Ытымжинская впадины.

Большой интерес, который проявляется в последние годы к Южной Якутии, в значительной мере связан с обнаружением и разведкой здесь крупных месторождений каменных углей — Нерюнгринского, Чульманского, Саллахского и др., являющихся сырьевой базой Южно-Якутского территориально-производственного угольного комплекса — первого в зоне Байкало-Амурской магистрали.

Характерной особенностью рассматриваемой формации является то, что почти все запасы ее представлены высококачественными коксующимися углями, тогда как в других бассейнах такие угли составляют обычно не более 20% общих запасов. Однако зональность метаморфизма углей, определяющая их качество вне зоны окисления, здесь очень сложная и необычная. Для ее объяснения выдвинуты многочисленные, но слабо аргументированные и нередко противоречивые гипотезы (Мокринский, 1961; Фролов, 1966, 1975; Сюндюков, 1974, и др.). Такое положение, существенно затрудняющее прогноз качества углей на мало изученных площадях и глубоких горизонтах, сложилось потому, что вопросам постдиагенетических преобразований вмещающих терригенных пород и их взаимосвязи с метаморфизмом углей до настоящего времени не уделялось достаточного внимания. Совершенно не учитывалась и роль магматизма, а также генетически связанной с ним гидротермальной деятельности в процессах вторичных изменений минерального и органического вещества формации.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАТАГЕНЕЗА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД

Результаты петрографического изучения пород угленосной формации Южной Якутии с детальной характеристикой количественных соотношений породообразующих и аксессуарных минералов изложены в ряде опубликованных работ (Коробицына, Желинский, 1974; Желинский и др., 1976), поэтому здесь рассмотрим лишь их вторичные преобразования.

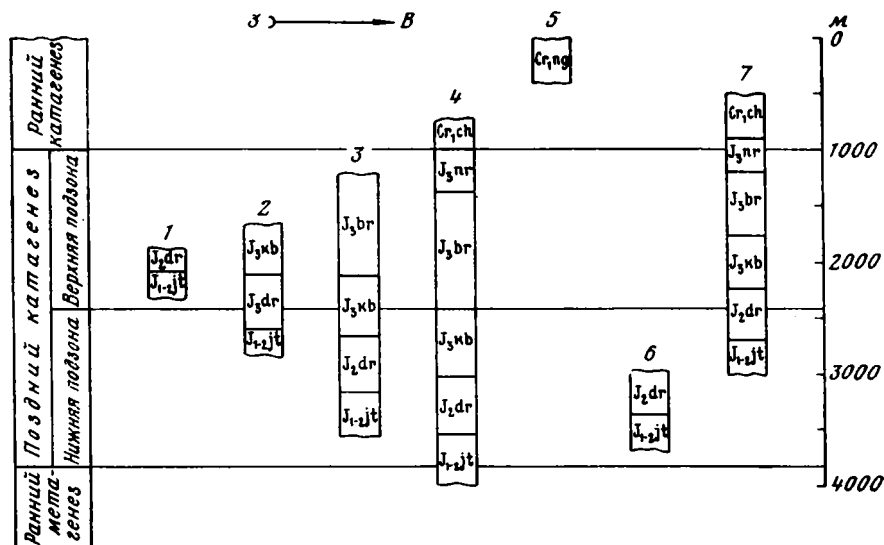
Постдиагенетические изменения терригенных пород рассматриваемой формации характеризуются отчетливо выраженной зональностью минеральных и структурных преобразований, интенсивность которых возрастает сверху вниз по разрезу. По степени этих преобразований выделяются зоны раннего и позднего катагенеза и зона раннего метакатагенеза (фиг. 2).

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района распространения мезозойской угленосной формации Южной Якутии

1 — мезозойские угленосные отложения, 2 — нижнемеловые эффузивно-туфогенные образования (карауловская свита), 3 — терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия, 4 — архейские кристаллические породы фундамента Алданского щита, 5 — позднемезозойские интрузии, 6 — позднемезозойские дайки, 7 — разломы. 8 — мезозойские структуры: впадины — Чульманская (I), Ытымжинская (II), Токинская (III), грабены — Ханинский (IV), Кудулинский (V), Окурданский (VI), Верхнетимптонский (VII), Верхнегонамский (VIII), Верхнесутамский (IX), Токарикано-Конеркитский (X), Гувилгринский (XI), Нуямский (XII), Авгенкурский (XIII), эрозионные останцы — Центральноалданские (XIV), Хатырхайский (XV), Чомполинский (XVI), Чугинский (XVII), Гынымский (XVIII), Сеймжинский (XIX), Верхнесеймжинский (XX)

Зоне *раннего катагенеза* соответствуют отложения нагорнинской свиты, холодниканской свиты Чульманской впадины, холодниканской и верхней части нерюнгринской свит Токинской впадины. По степени катагенетических преобразований эта зона подразделяется на две подзоны: верхнюю (подзона неизмененного первичного цемента) и нижнюю (подзона слабо измененного глинистого цемента).

К подзоне *неизмененного первичного цемента* относятся отложения нагорнинской свиты, изученные в разрезе по р. Тимптон в Верхнетимптонском грабене. В этой свите развиты аркозовые слаболитифицированные песчаники с плохой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала. Они отличаются большим разнообразием породообразующих и акцессорных минералов. Цемент в них типа механического заполнения



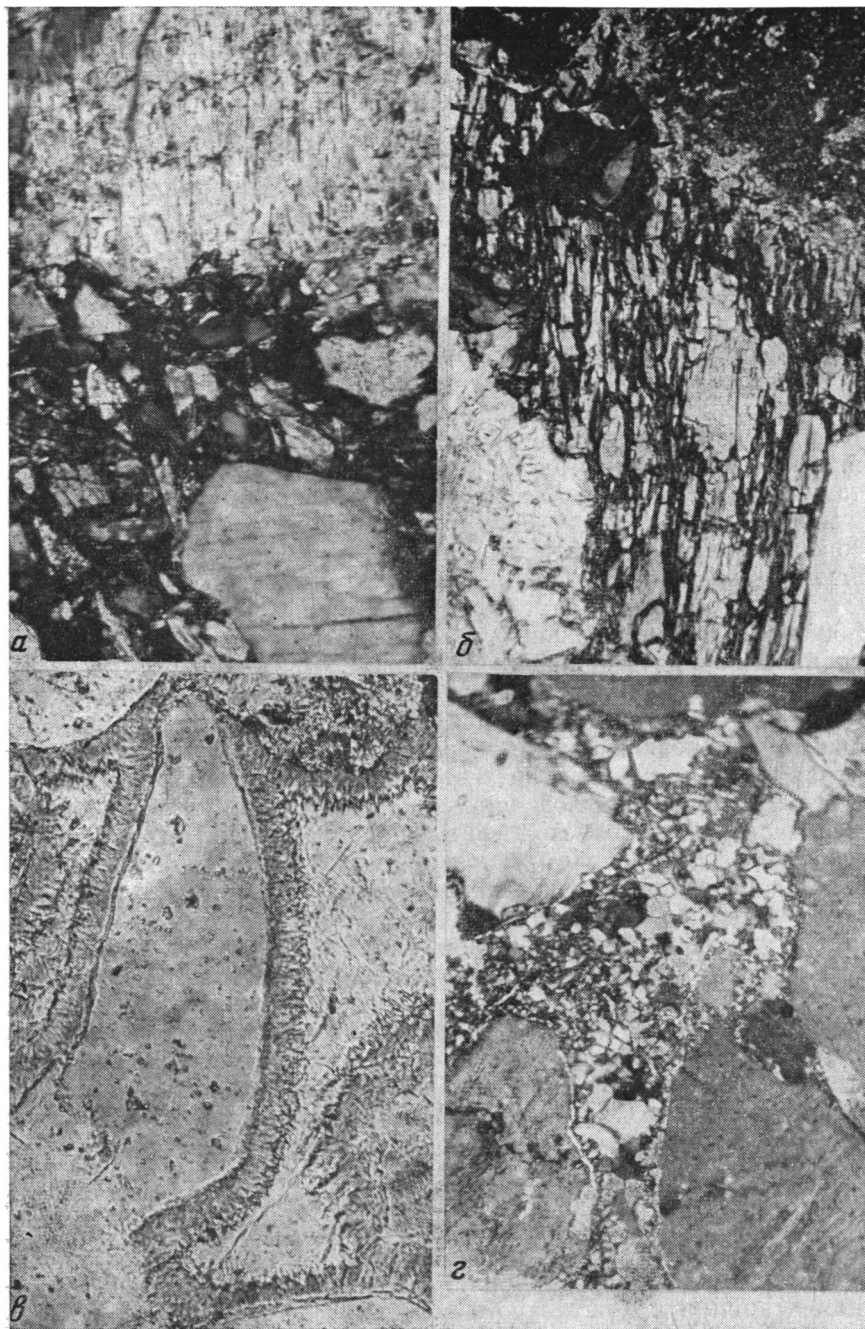
Фиг. 2. Схема корреляции разрезов угленосной формации Южной Якутии по стадиям породообразования

Разрезы: 1 — Ханинский грабен, 2 — Западная часть Чульманской впадины (Ус-мунский район), 3 — р. Алдан, 4 — восточная часть Чульманской впадины (Алдано-Чульманский район), 5 — Верхнетимптонский грабен, 6 — Ытымжинская впадина, 7 — Токинская впадина

пор состоит из алевритовых зерен полевых шпатов, кварца, биотита, роговой обманки, пироксена, а глинистые минералы практически отсутствуют (фиг. 3, а). Лишь на отдельных участках можно наблюдать агрегаты глинистой массы с признаками слабой раскристаллизации. По рентгенометрическим данным основным компонентом этих агрегатов является каолинит. Терригенные компоненты, в том числе и малоустойчивые минералы (биотит, роговая обманка, пироксены), почти не обнаруживают следов внутрислойного растворения. Для пластинок биотита и роговой обманки характерны лишь слабые механические деформации.

Из новообразованных минералов в песчаниках нагорнинской свиты встречается только цеолит, который развивается по пироксенам, средним и основным плагиоклазам и выполняет часть пор. Он представлен минералом, близким по оптическим свойствам к гейландиту (Ng 1,501—1,504, Np 1,495—1,499, положительный, $2V=33^\circ$).

Нижняя подзона раннего катагенеза — *подзона слабоизмененного глинистого цемента* охватывает отложения холодниканской свиты Чульманской и Токинской впадин. В последней к этой подзоне относится также верхняя часть отложений нерюнгринской свиты.



Фиг. 3. *а* — песчаник с цементом типа механического заполнения пор; Верхне-тимптонский грабен, нагорнинская свита, увел. 120, с анализатором; *б* — следы коррозии и замещения цеолитов зерна роговой обманки, Чульманская впадина, холодниканская свита, увел. 180, с анализатором; *в* — пленочно-поровый цемент в песчанике беркакитской свиты, периферийная часть пор сложена хлоритом, в центре — цеолит (ломонтит), Токинская впадина, увел. 180, без анализатора; *г* — кварц-роговиковый цемент в песчанике, Чульманская впадина, дурайская свита, увел. 120, с анализатором

По минеральному составу породы этой подзоны относятся к аркозам. Песчаники здесь также характеризуются большим разнообразием акцессорных минералов (циркон, апатит, гранат, турмалин, эпидот, сфен, роговая обманка, пироксен, ильменит), однако постдиagenетические преобразования выражены в них гораздо заметнее. Цемент в породах имеет разнородный состав и складается мелкораздробленными зернами кварца, полевых шпатов, слюд и слабо поляризующей глинистой массой, представленной гидробиотитом и хлоритом. К типичным раннекатагенетическим преобразованиям относится наблюдаемый переход мелкообломочного биотита в железистый хлорит и частично в гидрослюда. Крупные пластинки биотита остаются мало измененными, хотя они и испытывают существенные механические деформации.

Процессами внутрислойного растворения в нижней подзоне раннего катагенеза затронут ряд породообразующих и акцессорных минералов. Наиболее отчетливо их влияние отражается на малоустойчивых пироксенах и роговых обманках, зерна которых приобретают неровные зубчатые очертания (см. фиг. 3, б). Зерна кварца, полевых шпатов, эпидота и сфена также несут следы растворения и коррозии, но аутигенные модификации их отсутствуют. Характерный признак пород этой подзоны — коррозионные структуры.

Новообразованные минералы, как и в верхней подзоне, представлены цеолитом. Последний, однако, скорее всего относится к группе ломонтита, так как имеет следующие оптические константы: N_g 1,511—1,515, N_p 1,503—1,507, отрицательный, $2V=52^\circ$. Минерал обладает совершенной спайностью в двух направлениях под углом $88-90^\circ$.

Зона *позднего катагенеза* в угленосной формации имеет мощность свыше 2500 м. В Чульманской впадине в нее входят отложения верхней и средней юры (нерюнгринская, беркакитская, кабактинская, дурайская и верхняя часть юхтинской свит). В Токинской впадине в эту зону попадают все мезозойские отложения, за исключением холодниканской и верхней части нерюнгринской свит. Разрезы других структур Южно-Якутского бассейна целиком укладываются в ее пределах (см. фиг. 2). По степени постдиagenетических преобразований, которые лучше всего прослеживаются по изменению цемента, в зоне позднего катагенеза выделяются тоже две подзоны: верхняя (подзона цеолит-хлорит-гидрослюдистого цемента) и нижняя (подзона гидрослюдисто-роговикового цемента).

Подзона *цеолит-хлорит-гидрослюдистого цемента* имеет мощность около 1500 м. В Чульманской впадине она включает отложения нерюнгринской и беркакитской свит Алдано-Чульманского района, беркакитскую и верхнюю часть кабактинской свиты разреза по р. Алдан, кабактинскую и верхнюю часть дурайской свиты Усмунского района (Сыллахское, Немактинское месторождения). В нее входит весь разрез Ханинского грабена, а также нижняя часть нерюнгринской, беркакитская, кабактинская и верхняя часть дурайской свит Токинской впадины (см. фиг. 2).

Характерным признаком пород, отнесенных к этой подзоне, является тип цементации в виде сложного сочетания хлорит-гидрослюдистых и гидрослюдистых минералов, цеолитов, халцедона и кальцита. Хлорит-гидрослюдистые и гидрослюдистые минералы образуют каемки вокруг обломочных зерен, а поровые пространства выполнены цеолитами (ломонтитом), халцедоном и развивающимся по ним более поздним кальцитом (см. фиг. 3, в). Количество хлорита в цементе песчаников постепенно уменьшается сверху вниз по разрезу. В верхних горизонтах нерюнгринской свиты хлорит составляет существенную часть цемента пород, а в беркакитской — ведущая роль принадлежит гидрослюдам, тогда как хлоритовые каемки встречаются редко.

В цементе пород, относящихся к верхней подзоне позднего катагенеза в Токинской впадине, преобладают цеолиты, которые образуются как за счет переработки основных и средних плагиоклазов, так и в результате разложения пирокластического материала, представленного обломками вулканического стекла, постоянно присутствующего в отложениях этой части разреза. Явления регенерации для этой подзоны не характерны. Наблюдаются лишь отдельные зерна кварца с его новообразованиями в виде небольших участков припая. Основным типом структур, развитых в песчаниках цеолит-хлорит-гидрослюдистой подзоны, является конформный. Обломочные компоненты пород корродируются цементом. Плагиоклазы подвержены процессам альбитизации и цеолитизации, многие из них несут следы пластических деформаций. В биотите наблюдается продолжение процессов, развивавшихся в раннем катагенезе: нарушение кристаллической формы, деформация, гидрослюдизация.

Вторичные преобразования затрагивают многие акцессорные минералы. Гранаты подвергаются коррозии, которая выражается в появлении знаков травления на гранях или формировании черепитчатой поверхности кристаллов. Растворение обломочных зерен эпидота и сфена, наблюдаемое в нижней части подзоны, сопровождается появлением их новообразованных модификаций в виде мелких таблитчатых зерен или мелкоагрегатных слабополяризующих скоплений. Фемические минералы, такие, как пироксен и роговая обманка, широко распространенные в породах холодниканской и нагорнинской свит, в этой подзоне встречаются редко и отмечены они только в породах нерюнгринской свиты.

Таким образом, верхнюю подзону позднего катагенеза характеризуют следующие признаки: 1) сложный цеолит-хлорит-гидрослюдистый состав цемента; 2) широкое развитие конформных структур; 3) растворение и практически полное исчезновение пироксенов и роговых обманок; 4) растворение эпидота и сфена с одновременным формированием их аутигенных разновидностей; 5) начальное развитие процессов альбитизации и цеолитизации плагиоклазов; 6) зарождение регенерационных структур.

Подзона *гидрослюдисто-роговикового цемента* также имеет мощность около 1500 м (см. фиг. 2). В Чульманской впадине к ней относятся отложения кабактинской, дурайской и верхней части юхтинской свит; нижняя часть кабактинской, дурайская и юхтинская свита разреза по р. Алдан, нижняя часть дурайской и юхтинская свита Усмунского района (Сыллахское и Немактинское месторождения). В восточной части Южно-Якутского бассейна в эту подзону входят нижняя часть дурайской и юхтинская свита Токинской и весь разрез Ытымжинской впадин.

Интенсивные постдиагенетические преобразования, свойственные терригенным породам нижней подзоны позднего катагенеза, находят свое отражение в составе и типе цемента, в структурных признаках, в широком развитии процессов внутрислойного растворения и аутигенного минералообразования.

Глубокая переработка всех компонентов терригенных пород выразилась в этой подзоне формированием кварц-роговикового цемента (см. фиг. 3, г). Цеолиты (ломонтит) в составе цемента присутствуют только в верхней части гидрослюдисто-роговиковой подзоны (кабактинская свита в Алдано-Чульманском районе, дурайская свита в Токинской впадине). Ниже по разрезу они отсутствуют, что объясняется их неустойчивостью в условиях более глубоких катагенетических преобразований. Хлорит продолжает оставаться в цементе, хотя количество его очень незначительно. Он относится к магнезиально-железистому типу и встречается эпизодически в составе хлорит-гидрослюдистых агрегатов, оконтуривающих обломочные зерна кварца и плагиоклазов. Соотношение основных компонентов цемента в рассматриваемой зоне также изменяется по разрезу: в верхней части преобладают гидрослюды, в нижней — кварц роговиковой структуры.

Регенерации подвержены не только зерна кварца, но также плагиоклазы и реже микроклин. Ширина регенерационных каемок достигает 0,1 мм. Кроме конформных и регенерационных структур в песчаниках нижней части этой подзоны широко распространены инкорпорационные контакты обломочных зерен (структуры внедрения) и наблюдается зарождение микростилолитовых контактов.

Интенсивное развитие процессов альбитизации основных и средних плагиоклазов, которые начались еще на предыдущем этапе катагенеза, приводит к тому, что в нижней подзоне позднего катагенеза количественные соотношения их с кислыми плагиоклазами существенно изменяются и последние получают преимущественное распространение.

В результате глубоких преобразований реликты пластинок обломочного биотита представлены здесь пакетами, сложенными чередованием волокон светло-зеленого хлорита и бесцветного мусковитоподобного минерала. Наблюдается сидеритизация измененных пластинок биотита. Железо, выносимое при разложении биотита, кристаллизуется вдоль трещин спайности и в цементе в виде мелкой сыпи железистых карбонатов.

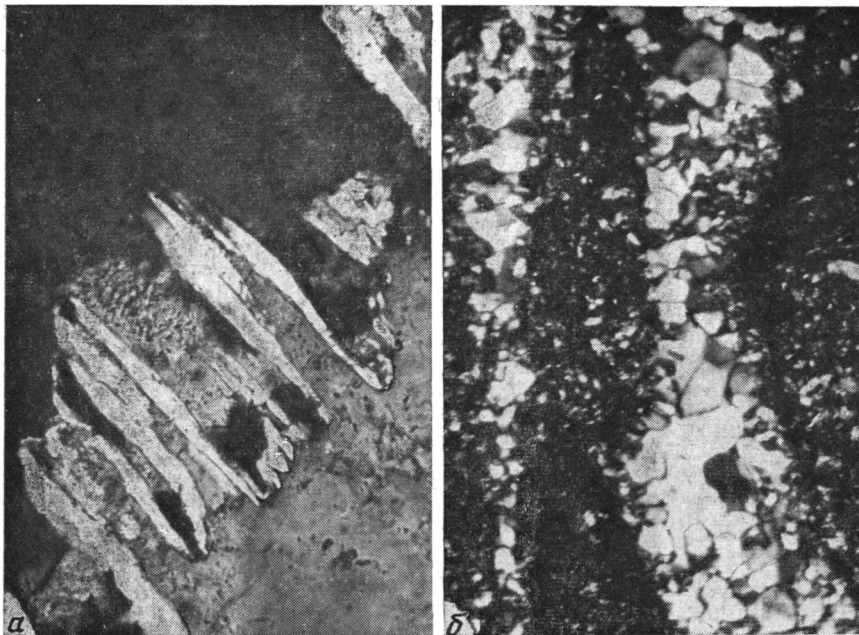
В верхней части подзоны продолжают процессы растворения эпидота и сфена с последующим формированием их новообразований. В породах нижней части подзоны обломочные эпидот и сфен почти не встречаются. Из других аутигенных минералов в гидрослюдисто-роговиковой подзоне встречается барит, который приурочен преимущественно к породам дурайской свиты.

Итак, в качестве основных признаков нижней подзоны позднего катагенеза можно выделить следующие: 1) почти полная переработка первичного глинистого цемента, вынос свободного кремнезема и формирование кварцевого цемента роговиковой структуры; 2) регенерация зерен кварца и полевых шпатов; 3) появление и широкое развитие инкорпорационных структур; 4) интенсивная хлоритизация обломочного биотита и переход его в мусковитоподобный минерал; 5) разрушение цеолитов и полное исчезновение их в нижней части подзоны; 6) завершение процессов растворения эпидота и сфена вплоть до полного их разложения и перехода в аутигенные образования; 7) зарождение микростилолитовых контактов между обломочными зернами.

К зоне *раннего метабенеза* отнесены отложения нижнего горизонта юхтинской свиты в центральной части Чульманской впадины, для которых свойственны наиболее глубокие постдиagenетические преобразования. В других структурах Южно-Якутского бассейна зона начального метабенеза не выделяется (см. фиг. 2).

Мощность зоны раннего метабенеза на площади Алдано-Чульманского района увеличивается в юго-западном направлении параллельно с возрастанием мощности угленосной формации. В районе пос. Чульман (скв. 4^г, 12^г) она составляет 150—170 м, а на участке структурной скважины 2777—250 м. В северном и западном направлениях мощность зоны раннего метабенеза сокращается и она выклинивается к Алданскому поперечному поднятию (разрез по р. Алдан).

Основными критериями при отнесении пород нижней части юхтинской свиты к зоне раннего метабенеза послужили структурные признаки. В этой части разреза угленосной формации наблюдается исключительно широкое развитие кварцитовидных структур, возникших в результате интенсивной перекристаллизации наиболее устойчивых компонентов обломочных пород — кварца, калиевых полевых шпатов и кислых плагиоклазов. Весьма характерным структурным признаком является и повсеместное распространение микростилолитовых контактов и сутурных швов (фиг. 4, а). По мнению большинства исследователей, такие структуры свойственны породам, преобразованным в стадии раннего метабенеза. Из аксессуарных минералов в этой зоне распространены циркон, апатит, ильменит, турмалин.



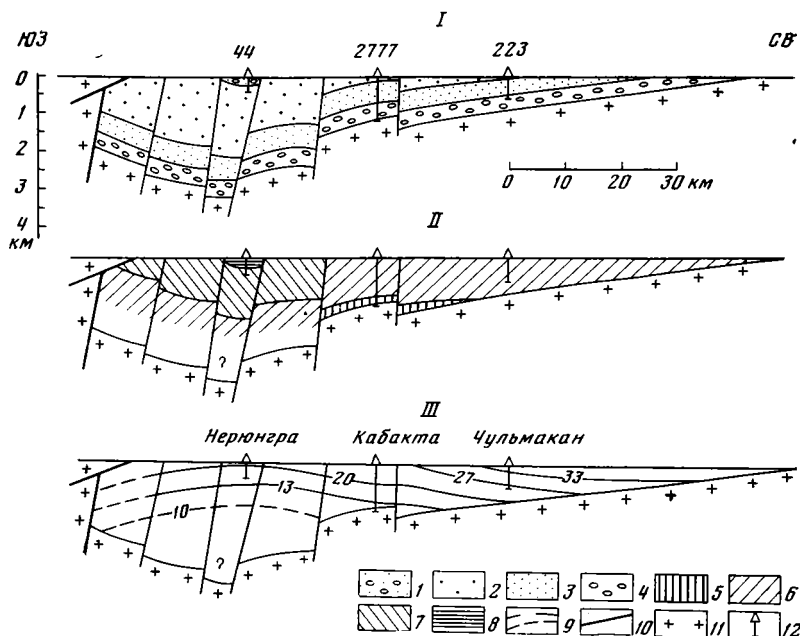
Фиг. 4. *а* — деталь микростилолитового шва в песчанике юхтинской свиты Чульманской впадины, увел. 180, с анализатором; *б* — микротрещины в аргиллите, выполненные гидротермальным кварцем, Чульманская впадина, дурайская свита, увел. 180, с анализатором

Изучение постдиагенетических преобразований терригенных пород угленосной формации Южной Якутии, проведенное по методу стадийного анализа, разработанному А. Г. Коссовской, В. Д. Шутовым (1955), А. В. Копелиовичем (1958) и др., показало, что их интенсивность закономерно возрастает с глубиной в разрезе каждой структуры. Одновременно устанавливается, что зоны и подзоны регионального катагенеза включают наиболее молодые отложения в центральной части Чульманской впадины, а к западу и востоку от нее им соответствуют все более древние отложения. Эта закономерность отражает постепенное сокращение первичной генетической мощности угленосной формации к краевым частям бассейна седиментации.

ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕТАМОРФИЗМА УГЛЕЙ

Уже первые геологические работы, проведенные в 50-х годах в Чульманской впадине, позволили установить, что степень метаморфизма углей здесь увеличивается на площади в направлении с северо-востока на юго-запад, несмотря на омоложение возраста пластов, т. е. в обратной стратиграфической последовательности (Мокринский, 1961). Позднее аналогичные или близкие к ним явления аномальной зональности метаморфизма углей были установлены на погружении Алданского поперечного поднятия в Усмунском, Гонамском и Токинском угленосных районах.

Причины такой необычной зональности метаморфизма углей Южной Якутии являлись предметом дискуссий в течение двух десятилетий. Не останавливаясь на критическом анализе всех существующих точек зрения, поскольку это уже сделано ранее (Коробицына, Желинский, 1974), отметим только, что большинство исследователей объясняло эти факты с позиций регионального метаморфизма, предполагая размыв мощных толщ осадков на площадях развития молодых углей высокой степени углефикации (Челебаева, 1960; Фролов, 1966, 1975; Власов и др., 1968;



Фиг. 5. Разрезы Чульманской впадины: геологический (I), схема зональности постдиагенетических преобразований вмещающих пород (II), схема метаморфизма углей (III)

Отложения: 1 — нижнемеловые (холодниканская свита); 2 — верхнеюрские (кабактинская, беркакитская и нерюнгринская свиты); 3 — среднеюрские (дурайская свита); 4 — ниже-среднеюрские (юхтинская свита). Зоны постдиагенетических преобразований пород: 5 — раннего катагенеза, 6 — нижняя подзона позднего катагенеза, 7 — верхняя подзона позднего катагенеза, 8 — нижняя подзона раннего катагенеза; 9 — линии изометаморфизма углей (изоволи), 10 — Южно-Якутский региональный разлом, 11 — фундамент угленосного комплекса, 12 — скважины разведочного бурения

Сюндюков, 1974, и др.). Так, например, объясняя причины высокого метаморфизма верхнеюрских углей Нерюнгринского месторождения, они вынуждены допускать, что территория южной части Чульманской впадины, на которой расположено это месторождение, перекрывалась мощной (свыше 3000 м) толщей нижнемеловых осадков (Фролов, 1966, и др.). В северном направлении происходило резкое сокращение мощности этих отложений за счет неравномерного погружения кристаллического субстрата, в связи с чем в районе Чульмаканского месторождения они полностью выклинивались. В результате глубокого погружения верхнеюрские осадки на юге депрессии попадали в зону более высоких температур и давлений, чем среднеюрские отложения в северной ее части, что и обусловило, по их мнению, аномально-высокий метаморфизм углей Нерюнгринского месторождения.

Подобного рода предположения противоречат результатам проведенных литологических исследований. Верхнеюрские отложения Нерюнгринского месторождения, соответствующие зоне раннего катагенеза, не могли погружаться глубже, чем среднеюрские породы Чульмаканского месторождения, которые преобразованы в стадии позднего катагенеза, т. е. здесь наблюдается такая картина, когда зональность метаморфизма углей не коррелируется ни с возрастом вмещающих отложений, ни с интенсивностью их минеральных и структурных преобразований (фиг. 5).

Еще более показательным в этом отношении является сравнение степени метаморфизма углей Нерюнгринского и Беркакитского месторождений, которые отстоят друг от друга на расстоянии менее 10 км и оба расположены в одной структурно-тектонической зоне — осевой части Чульманской впадины. Среднеюрские угли дурайской свиты Беркакит-

ского месторождения метаморфизованы в коксовой стадии, т. е. они имеют ту же самую степень метаморфизма, что и верхнеюрские угли Нерюн-гринского месторождения, располагающиеся в стратиграфическом разрезе почти на 2000 м выше. Этот факт необъясним с позиций регионального метаморфизма.

Причину высокого метаморфизма молодых углей в условиях, когда вмещающие их терригенные породы мало изменены, необходимо искать в проявлении тех факторов, к которым оказалось наиболее восприимчиво именно органическое вещество. Главным из таких факторов является, несомненно, температура. При небольших погружениях осадочных толщ высокие температуры в них могут возникать лишь на участках внедрения магматических тел и на площадях интенсивного проявления гидротермальной деятельности. А эти факторы до сих пор никем не учитывались при изучении угленосной формации Южной Якутии, за исключением выделения зон контактового метаморфизма в восточных районах бассейна.

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Одна из главных особенностей образования угленосной формации Южной Якутии заключалась в интенсивном проявлении разломной тектоники, сопровождавшейся внедрением крупных масс щелочных и щелочноземельных магматических пород, известных под названием алданского вулканогенно-интрузивного комплекса.

Характеристика мезозойского магматизма Южной Якутии

Период	Эпоха	Фазы магнетизма	Абсолютный возраст, млн. лет	Объем изверженного материала	Формы залегания магматических тел	Петрографические ассоциации магматических пород
Меловой Юрский	Поздняя Ранняя	IV	100—90	5%	Мелкие дайки	Эгириновые граниты, граносиениты
		III	147—107	70%	Массивы центрального типа, лакколиты, штоки, кольцевые интрузии, покровы	Щелочные трахиты, авгитовые сиениты, сиенит-порфиры, диориты, гранодиориты
		II	163—153	21%	Малые интрузии, дайки, силлы	Эгириновые, биотитовые, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты
		I	192—180	2%	Маломощные силлы и дайки	Кварцевые порфиры, сиенит-порфиры, диориты
Триас						

Примечание: Таблица составлена по материалам Т. В. Билибиной (1972), И. И. Свилина и А. Н. Угрюмова (1972)

Имеющиеся данные по абсолютному возрасту мезозойских магматических образований Южной Якутии позволяют достаточно определенно выделить по крайней мере четыре фазы магматизма (таблица). Первая фаза, соответствующая по времени концу позднего триаса и началу ранней юры, закончилась еще до начала накопления угленосной толщи. Вторая фаза мезозойского магматизма (конец средней — начало поздней юры) протекала в доинверсионный этап и несомненно сказалась на характере преобразования органического вещества юхтинской и нижней

части дурайской свит. Однако в силу ограниченности масштабов магматизма и малой величины интрузивных тел ее влияние отразилось лишь на локальных участках.

Наибольшую роль в перестройке доинверсионной зональности метаморфизма органического вещества сыграла третья фаза мезозойского магматизма, в течение которой поступило около 70% всего объема изверженного материала. По времени своего развития она соответствует заключительному этапу накопления угленосной формации и начальному периоду постинверсионного этапа формирования бассейна. Интрузивные тела щелочноземельных сиенитов, характерные для рассматриваемой фазы магматизма, представлены преимущественно крупными штоками и лакколитами, поэтому термальное воздействие их на вмещающие породы ощущается на значительных площадях.

Четвертая фаза мезозойского магматизма, получившая развитие в позднем мелу, ознаменовалась внедрением мелких крутопадающих даек щелочных и щелочноземельных пород. Ее влияние на процессы метаморфизма ограничено локальными зонами.

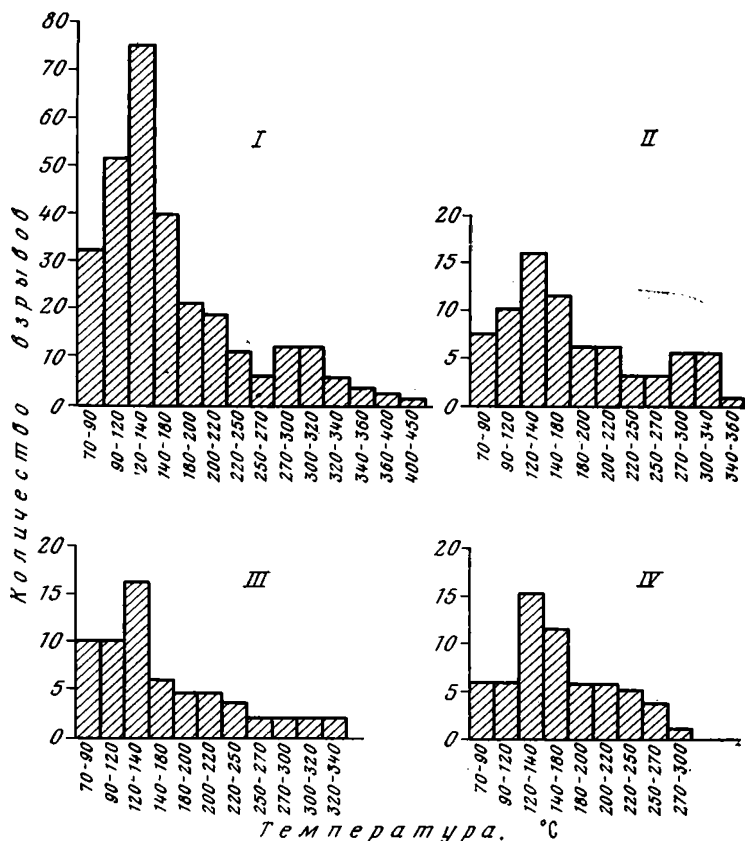
Изучение условий локализации магматических тел алданского вулканогенно-интрузивного комплекса показало, что большинство из них приурочено к контактам платформенного чехла с архейским кристаллическим фундаментом и с породами угленосной толщи. Еще одна группа магматических тел, распространенная особенно широко в юго-восточной части Алданского щита (Ытымжинская, Токинская впадины, Гонамские грабены), прорывает различные горизонты угленосной толщи вплоть до верхней юры, вызывая резкие контактовые изменения во вмещающих породах и углях. Свыше 150 таких интрузий, наиболее крупные из которых образуют массивы площадью до 200 км², установлено в настоящее время на участках, где мезозойский чехол размыт или представлен своими нижними свитами. В основных же структурах бассейна (Чульманской и Токинской впадинах) молодые интрузии скрыты под мощным (до 3200 м) плащом угленосных осадков и их наличие распознается только по косвенным признакам — зонам аномально-высокого метаморфизма углей и гидротермальной проработки пород (нередко со следами золотосульфидного оруденения).

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Гидротермальная минерализация в мезозойской толще Южной Якутии приурочена к тектоническим трещинам и представлена кальцитом и кварцем. Кальцит обычно скрыто- и мелкокристаллический, реже наблюдаются гнезда крупнокристаллических разностей. Кварц двух разновидностей: аморфный и кристаллический. Кристаллы кварца разнообразны по форме — от мелких рисовидных до вытянутых шестоватых. Наиболее крупные из них имеют размер до 2 см.

Рисовидные кристаллы кварца белые, непрозрачные или полупрозрачные. Удлиненные кристаллы прозрачны и окрашены в самые различные тона: желтый, коричневый, светло-сиреневый и почти черный. В крупных кристаллах кварца часто наблюдаются пузырьки газовой-жидких включений, иногда встречаются мелкие точечные включения темно-цветных минералов. Как правило, трещины выполнены кварцем нескольких генераций. Нередко кварц встречается и совместно с кальцитом.

Влияние гидротермальных растворов на вмещающие терригенные породы ограничено узкими зонами, непосредственно примыкающими к трещинам с гидротермальной минерализацией. В песчаники гидротермальный кварц проникает по порам и микротрещинкам, выполняет их, образуя локальные участки кварцитовидных структур. По этим признакам он отличается от постдиагенетического кварца, который образует прежде всего регенерационные каемки вокруг обломочных зерен. В алев-



Фиг. 6. Гистограммы распределения температур декрепитации газожидких включений в кристаллах гидротермального кварца (определения выполнены в Лаборатории физических методов исследования Аллаш-Юньской экспедиции ЯТГУ А. В. Кокиным)

I — левый берег р. Чульман в 5 км южнее Нерюнгринского месторождения (обнажение); месторождения: II — Нерюнгринское, скв. 1513; III — Денисовское, скв. 2644; IV — Чульмаканское, скв. 1979

ролитах и аргиллитах гидротермальный кварц выполняет только трещины (см. фиг. 4, б).

Проведенные исследования показали, что гидротермальные проявления в Южно-Якутском бассейне имеют региональный характер развития. Однако интенсивность гидротермального минералообразования существенно различна на разных участках бассейна. В Чульманской впадине, где гидротермальные проявления отмечены автором в 162 точках (по керну разведочных скважин и в обнаружениях), наиболее интенсивное их развитие фиксируется в зоне Алдано-Суннагинского регионального разлома, на площади Нерюнгринского, Беркакитского и Муастахского месторождений. На Чульмаканском месторождении, особенно в его восточной части, гидротермальная минерализация распространена незначительно.

Для установления температур гидротермального минералообразования были использованы методы декрепитации и гомогенизации газожидких включений в кристаллах кварца, широко применяемые при изучении рудных месторождений (Ермаков, 1976; Смирнов, 1976). Наименьшие значения максимальных температур декрепитации отмечены на Чульмаканском месторождении, где они не превышают 300°С (фиг. 6). В юго-западном направлении параллельно с увеличением количества

гидротермальных проявлений наблюдается и возрастание температур декрепитации включений до 340° на Денисовском, до 360°С на Нерюн-гринском месторождениях и до 450°С в обнажении по р. Чульман. В этом же направлении происходит существенное повышение и степени метаморфизма углей, несмотря на омоложение их возраста, от стадии Ж на Чульмаканском месторождении (средняя юра) до стадии К на Нерюн-гринском (верхняя юра), т. е. наблюдается непосредственная зависимость степени метаморфизма органического вещества от температур гидротермальной минерализации.

Определения температур гомогенизации газовой-жидких включений, выполненные по тем же точкам, дают аналогичную картину, хотя значения температур несколько ниже (на 50—60°С в каждой точке).

Приведенные значения температур являются относительными. Об истинных температурах гидротермального минералообразования можно в какой-то мере судить по результатам экспериментальных исследований (Ермаков, 1976). Изучение включений в искусственном кварце, выращенном при давлении 100 атм, показало, что устанавливается почти точное совпадение температуры гомогенизации и температуры синтеза, а при давлении 300 атм отклонение температуры гомогенизации в сторону занижения не превышает 10—20°С. Данные декрепитации можно привести к температурам гомогенизации, сбрасывая на механическую прочность кварца 60—65°С.

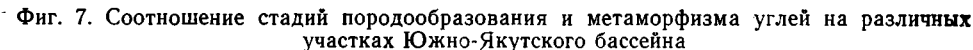
Принимая во внимание результаты экспериментальных исследований, можно констатировать, что температуры роста кристаллов гидротермального кварца в породах угленосной толщи Южной Якутии достигали значений 240—300°С. Сложнее решить вопрос с оценкой продолжительности воздействия этих температур, поскольку современные методы исследований еще не позволяют дать конкретную характеристику длительности процесса роста минералов.

СООТНОШЕНИЕ СТАДИЙ ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАМОРФИЗМА УГЛЕЙ

Неравномерное размещение на площади позднемезозойских интрузий и генетически связанных с ними гидротермальных проявлений обусловило возникновение в бассейне неоднородного палеогеотермического поля, существенно изменившего первичную зональность регионального метаморфизма углей. В таких условиях нижнемеловые угли на ряде месторождений оказались метаморфизованы в большей степени, чем юрские в других частях бассейна, хотя последние и испытали максимальное погружение, что отчетливо фиксируется микроструктурными изменениями и минеральными новообразованиями вмещающих терригенных пород. В результате на площади бассейна возникла несогласованная зональность метаморфизма углей, которая не коррелируется ни возрастом вмещающих отложений, ни степенью их постседиментационных преобразований (фиг. 7).

Преимущественное распространение в Южной Якутии коксующихся углей (стадии Ж, КЖ, К) объясняется исключительно своеобразными палеотемпературными условиями региона. На одних участках бассейна температуры, необходимые для формирования углей этих стадий, возникли в результате глубокого погружения угленосной толщи. В этом случае стадийные изменения органического и минерального вещества происходили относительно синхронно, как это и имеет место в северо-восточной части Чульманской впадины (Чульмаканское месторождение).

На других участках, где развиты молодые отложения, образование углей той же самой, а нередко и более высокой степени метаморфизма происходило в условиях низких давлений за счет длительного и постепенного прогрева осадочной толщи глубоко залегающими интрузиями.



В колонках: слева — свиты, справа — стадии метаморфизма углей. В масштабе — предполагаемая глубина погружения угленосных отложений до момента инверсии

В заключение необходимо отметить, что метаморфизм углей обычно рассматривается как индикатор постдиагенетических изменений вмещающих пород и поэтому часто используется в качестве одного из основных показателей истории геолого-тектонического развития региона, позволяющего судить не только о палеотемпературах в осадочных толщах, но также о глубинах их погружения и первичных генетических границах седиментогенеза. Пример Южной Якутии показывает, что такая интерпретация данных по метаморфизму углей, безусловно, правомерная в бассейнах с однородным палеогеотермическим полем, т. е. в условиях проявления только факторов регионального метаморфизма, оказывается несостоятельной на площадях с непостоянным температурным режимом. Этот вывод относится прежде всего к бассейнам с коксующимися углями, которые наиболее чутко реагируют на малейшие изменения теплового поля. На таких площадях правильные палеогеографические и другие реконструкции возможны лишь на основе комплексного изучения осадочной толщ, что и является главной задачей современной литологии (Тимофеев, 1978).

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А. В., Желинский В. М., Коробицына В. Я., Сюндюков Ш. А., Фролов В. И.* Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна. М., «Наука», 1970.
- Билибина Т. В.* Мезозойские магматические породы.— В кн.: Геология СССР, т. XIII. М., «Недра», 1972.
- Власов В. М., Корженевская Е. С., Щепинская Г. Л.* К вопросу о проявлении так называемого фрикционометаморфизма в Южно-Якутском бассейне.— В сб.: Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород. Л., «Наука», 1968.
- Ермаков Н. П.* Температура гомогенизации и декрепитации включений в познании динамики процессов глубинного минералообразования.— В сб.: Термобарогеохимия минералообразования. Изд-во Ростовского ун-та, 1976.
- Желинский В. М., Коробицына В. Н., Каримова С. С.* Мезозойские отложения и генетические типы угольных пластов Южной Якутии. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Копелиович А. В.* Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской равнины и некоторые вопросы, с ним связанные.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
- Коробицына В. Н., Желинский В. М.* Характер изменения минерального и органического вещества мезозойского комплекса Чульманской впадины.— В кн.: Геология и угленосность Чульманской впадины. Якутск, Книжн. изд-во, 1974.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д.* Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6.
- Мокринский В. В.* Метаморфизм углей Южной Якутии.— В кн.: Южно-Якутская угленосная площадь. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Силин И. И., Угрюмов А. Н.* Закономерности размещения мезозойских магматических пород и золоторудных месторождений в Центральноалданском районе Южной Якутии.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1976.
- Сюндюков Ш. А.* Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно-Якутского бассейна. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Тимофеев П. П.* Основные проблемы современной литологии и задачи межведомственного литологического комитета.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 6.
- Фролов В. И.* О метаморфизме алдано-чульманских углей.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1966, № 7.
- Фролов В. И.* Метаморфизм углей Алдано-Чульманского района. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Челебаева А. И.* Метаморфизм углей Южно-Якутского бассейна.— Разведка и охрана недр, 1960, № 3.

Институт геологии
ЯФ СО АН СССР,
Якутск

Дата поступления
3.V.1979

УДК 549.892.1/2 : 549.905

«ЯНТАРЬ» ИЛИ «ИСКОПАЕМЫЕ СМОЛЫ»? ¹

В. КАТИНАС

Работа посвящена критическому разбору представлений В. С. Трофимова, согласно которым все виды ископаемых смол объединяются под общим названием «янтарь». Автор утверждает, что различный химический состав ископаемых смол позволяет выделить среди них многочисленные минеральные разновидности.

В различных местах земного шара, преимущественно в мезозойских и кайнозойских отложениях, к настоящему времени обнаружено свыше ста разновидностей ископаемых смол, более или менее хорошо отличающихся внешними морфологическими, а также физическими и химическими особенностями. Подавляющее большинство этих смол изучено слабо, некоторые из них известны только по единичным находкам и охарактеризованы недостаточно представительными анализами. Большинство местонахождений концентрируется в северном полушарии, что, несомненно, связано с лучшей геологической изученностью этих регионов ². Об этом говорят постоянно появляющиеся сообщения о новых находках ископаемых смол в Африке и Южной Америке. Следует ожидать, что число открытий такого рода при росте деятельности геологических исследований и в дальнейшем будет увеличиваться.

Многие ископаемые смолы, в первую очередь балтийский янтарь (сукцинит), имеют практическое значение, являясь поделочным материалом, ценным лакокрасочным и химическим сырьем. Вопросам выявления закономерностей формирования и распространения месторождений ископаемых смол в определенных фациальных обстановках и стратиграфических горизонтах в настоящее время уделяется все больше внимания. Наряду с этим проводятся исследования конституции, генезиса и процессов превращения ископаемых смол, необходимые для решения задач их практического использования.

Важной, до сих пор не решенной проблемой является степень генетического и химического родства ископаемых смол между собой вообще и с балтийским янтарем в частности, которая в определенной мере может служить указанием на их практическую ценность. Решение этой проблемы путем накопления и систематизации комплексных аналитических данных, полученных современными физическими и химическими методами исследований, а также изучением геологических и геохимических условий образования и развития каждого отдельного вида ископаемой смолы позволит уточнить и развить ныне существующие далеко не совершенные и слабо обоснованные аналитическими данными классификации ископаемых смол К. Дёлтера (Doelter, 1931), Н. А. Орло-

¹ Замечания по поводу принципов классификации ископаемых смол, предложенных В. С. Трофимовым (1973, 1974, 1978).

² На долю наиболее полно геологически изученных регионов Европы приходится более $\frac{2}{3}$ местонахождений известных разновидностей ископаемых смол.

ва и В. А. Успенского (1936). Пока что такие необходимые данные получены только для балтийского янтаря (Савкевич, 1970; Катинас, 1971) и частично для некоторых ископаемых смол Советской Арктики (Юшкин, 1973) и Карпат (Ладыженский, 1967; Сребродольский, 1975), однако уже можно отметить возрастающий интерес к этой проблеме, отражающийся в увеличении числа публикаций по конституции ископаемых смол как у нас (Алексеева и др., 1971; Бобровник, 1971; Аронскид, Шишкина, 1977, и др.), так и за рубежом (Langenheim, Beck, 1968; Röttlander, 1970, 1971; Beck, 1972; Saunders et al., 1974; Nissenbaum, 1975; Jamey, 1976; Dietrich, 1976, и др.).

Среди этих публикаций выделяются три работы В. С. Трофимова (1973, 1974, 1978), в которых вопросы систематики ископаемых смол рассматриваются довольно своеобразно. Автор без привлечения оригинального аналитического материала предпринимает попытку возродить бытовавшую в XVIII—XIX вв. идею объединения всех видов ископаемых смол под общим названием «янтарь». Если бы сущность этой попытки заключалась только в замене термина «ископаемые смолы» термином «янтарь», можно было бы дискутировать о целесообразности такой замены, так как первый термин отражает природу вещества и точнее, и полнее, а второй в силу сложившихся исторических традиций применим лишь к ископаемой смоле Балтийского бассейна (сукциниту), которую человечество узнало впервые еще в доисторические времена³. Однако В. С. Трофимов утверждает (1973, стр. 100), что «относить к янтарю только сукцинит нет оснований, так как такое разделение ископаемых смол искусственно и с научной точки зрения не выдерживает никакой критики». В работе 1974 г. он высказывается еще определеннее: «...янтареподобные ископаемые смолы и янтарь, связанные с растительностью мел-эоценового возраста, почти не отличаются друг от друга и от балтийского янтаря. Все они обладают одними и теми же пределами колебаний элементарного состава, строения, свойств и др. Имеющиеся специальные термины для янтареподобных смол... являются лишними» (стр. 5). Автор считает, что янтарь «...следует рассматривать как собирательный термин для всех разнородных по составу и свойствам ископаемых смол⁴ верхнемелового-эоценового возраста, связанных с полтавской, тургайской и родственными им флористическими областями (там же, стр. 14).

Отметив на карте Евразии местонахождения ископаемых смол мелового-эоценового возраста, В. С. Трофимов убедился, что все они попадают в зоны распространения полтавской и тургайской палеофлористических провинций палеогенового времени, что вполне понятно, поскольку других в это время в северном полушарии не было. Так как, по В. С. Трофимову, эти провинции представляют собой ареал распространения янтарепроизводящего леса, то, следовательно, и все находки ископаемых смол в его пределах — янтарь (1973). В дальнейшем (1974) автор несколько модифицировал свои представления, тем же методом связав янтарееобразование с фазами развития кайнофитной растительности.

Не обсуждая, насколько логически и методически обоснованы подобные рассуждения, рассмотрим некоторые основные биологические аспекты смолообразования. Известно, что любая разновидность ископаемой смолы — продукт не флористической провинции или растительного

³ Исследованиями лингвистов установлено, что литовское слово «гинтарас» и венгерское «гианта» имеют общий источник и возникли при контакте предков этих народов с неизвестными племенами балтов, обитавшими на берегу моря и первыми использовавшими янтарь (Б. Ларин, в сб. «Rakstu krajums...». Рига, 1959, стр. 149—162). Названия янтаря у других народов, в том числе славянское «янтарь», появились значительно позже, по мере их знакомства с ним.

⁴ Необходимо отметить противоречивость приведенных высказываний о степени сходства ископаемых смол.

сообщества вообще, а только конкретных видов смолоносных деревьев, которым присущи: 1) более или менее четко выраженный ареал распространения, определяемый оптимальными экологическими условиями произрастания (как правило, не совпадающий с границами флористических провинций), 2) определенный промежуток времени существования данного вида и, наконец, 3) характерная особенность повышенного смолообразования. Если учесть, что эти главные особенности смолоносной растительности должны контролировать распространение ископаемых смол, станут понятными спорадичность местонахождений и приуроченность к строго определенным геологическим горизонтам большинства из них. Примером могут служить современные австралийские и новозеландские копалы каури, африканские копалы и т. д., имеющие узкие ареалы распространения, связанные с ограниченными ареалами материнских растений. Приуроченность янтаря к верхнеэоценовым отложениям Балтийского бассейна также указывает на ареал и время существования его производителя — определенного вида сосны с повышенным смоловыделением⁵. Вряд ли можно считать обоснованным мнение В. С. Трофимова, что образование месторождения янтаря в Прибалтике обусловлено лишь исключительными, только здесь существовавшими геологическими условиями (1974).

Если согласиться с В. С. Трофимовым, что все ископаемые смолы химически не различаются, то придется признать их продуктами одного или нескольких близких видов деревьев, поскольку представители разных родов производят живицу существенно различного состава, что определяет и различный химический состав ископаемых смол. При этом трудно вообразить вид дерева, способный существовать столь длительное время (от юры до антропогена), с которым автор связывает непрерывный процесс «янтареобразования», в разных климатических, экологических и географических условиях, влияющих и на распространение, и на способность смолообразования. Это тем более трудно, если учесть, что обильное смолоистечение — явление патологическое, приводящее к ослаблению и в конечном итоге к вымиранию вида. Причины возникновения этого процесса обычно связаны с резкими изменениями оптимальных условий существования данного вида (прежде всего климатических). Поскольку этот процесс является следствием защитной реакции растений против неблагоприятных внешних воздействий и сильно истощает их (основная часть поступающих питательных веществ используется на смолообразование, а не на строительство клеток древесины), он не может продолжаться длительное время: его прогрессирование приводит либо к вымиранию вида, либо к его приспособлению к новым условиям, а прекращение — к тем же нормальным условиям существования. В любом случае повышенное смолоистечение прекращается. Нормальная же смолопродуктивность хвойных, как можем убедиться на примере нынешних хвойных лесов северного полушария, недостаточна для образования скоплений смолы в почвах леса. По этим причинам все разновидности ископаемых смол приурочены к определенным коротким промежуткам геологического времени и говорить о непрерывном янтареобразовании от мела до олигоцена (Трофимов, 1974) нет достаточного основания. Кстати, и утверждение В. С. Трофимова, что «возраст балтийского янтаря большинством исследователей определяется как эоцен-верхнемеловой» (1973, стр. 100), отражает скорее желание самого автора, чем объективную действительность. Ряд исследователей высказывали лишь предположение, что субстратом янтареносного леса служили верхнемеловые отложения. Все находки янтаря известны

⁵ Более обширный ареал распространения и наличие в отложениях от верхнего эоцена до современных балтийского янтаря связаны с многократным его переотложением, по Л. Майну (Meup, 1976) до 6 раз.

только с эоценовых отложений, кроме того, на этот же возраст указывает и энтомофауна янтаря (Henriksen, 1922).

Указание В. С. Трофимова, что смола различных хвойных имеет одинаковый химический состав (1974), справедливо только в отношении кислотной части живицы рода *Pinus*. Л. А. Иванов (1961), на данные которого ссылается автор, также говорит лишь об этой закономерности, поэтому названия таблиц 12 и 14 в работе В. С. Трофимова (1974) не соответствуют приведенным в них данным. Терпеновая и другие составные части живицы хвойных (даже одного рода) различаются и количественно, и качественно. Еще существеннее различия химического состава живицы отмечены между отдельными родами и особенно семействами хвойных (Tschirch, Stock, 1933—1936). Эти различия настолько велики, что сохраняются в ископаемых смолах и позволяют методом инфракрасной спектроскопии однозначно определять ботаническую принадлежность того или другого вида ископаемых смол (Langenheim, Beck, 1965). Так была выявлена генетическая связь ископаемой смолы из Чиापаса (Мексика) с родом *Hymenaea*, ливанской смолы — с родом *Araucaria* и т. д.

Приняв за основу не отвечающее действительности утверждение об одинаковом химическом составе живиц различных хвойных деревьев, В. С. Трофимов заключает, что «...состав, свойства, строение и т. д. янтаря (в понимании автора.— В. К.) также близки между собой» (1978, стр. 129). Поэтому, приспособив к своей точке зрения разработанную нами схему превращения живицы янтареносных сосен в балтийский янтарь (Катинас, 1971), он автоматически распространяет ее на все разновидности ископаемых смол и на этой основе строит собственную классификацию так называемых «янтарей» (1978, стр. 129—137). О ней речь пойдет ниже; здесь отметим только, что, поскольку и кислотная, и терпеновая части живицы большинства ископаемых смол состоят из иных соединений, чем балтийский янтарь, такой «сравнительный метод» автора явно необоснован.

Приведенные ботанические особенности смолообразования позволяют достаточно уверенно говорить о решающем влиянии исходного химического состава живицы, зависящего от родовой принадлежности смолоносных растений, на степень индивидуальности любой разновидности ископаемой смолы. Поэтому химический состав ископаемых смол из разобщенных географически и во времени местонахождений должен быть различным, что не позволяет объединять их под одним общим названием «янтарь». Это, однако, не исключает возможности существования близко родственных или даже идентичных ископаемых смол в разновозрастных отложениях разных регионов, так как, во-первых, ареалы смолоносных растений могли быть прерывистыми, во-вторых, состав смол мог существенно нивелироваться последующими процессами их фоссилизации. Доказательств второй возможности пока нет, многие исследователи, наоборот, считают, что различие условий фоссилизации приводит к образованию различных разновидностей ископаемых смол из одного вида исходной живицы (Савкевич, 1970).

Далее В. С. Трофимов утверждает, что физические свойства (цвет, твердость, степень хрупкости, температура плавления и др.), элементарный состав, растворимость в различных растворителях, инфракрасные спектры и т. д. «янтаря» очень непостоянны, колеблются в широких пределах, поэтому не могут служить надежными критериями для его разделения на отдельные группы и разновидности. К подобному заключению действительно можно прийти, если, следуя В. С. Трофимову, под «янтарем» понимать разнородные по возрасту, генезису и химическому составу ископаемые смолы, зачастую в генетическом отношении не имеющие ничего общего с собственно ископаемыми смолами, возникшими в процессе жизнедеятельности растений. Уделяя основное внимание

элементарному составу «янтаря», В. С. Трофимов приводит пределы колебания содержания элементов, а также средние значения по отдельным континентам (1974, табл. 1) для выделенных им типов месторождений (табл. 42) и возрастных групп (табл. 41). Необоснованность такой «методики усреднения» не требует доказательств. Ведь если тем же методом подсчитать средние составы близко родственных неорганических минералов, например сульфидов, то также можно прийти к заключению о невозможности их разделения. Даже тех неполных данных по элементарному составу отдельных разновидностей ископаемых смол, которые им же приводятся в таблицах 2—4 (1974), достаточно для иллюстрации несостоятельности такого подхода.

Обосновывая тезис о невозможности причисления ископаемых смол к минералам, В. С. Трофимов использует те же аргументы о непостоянстве их элементарного состава, особенно при окислении смол, противопоставляя их природным неорганическим минералам. Действительно, в отличие от неорганических минералов ископаемые смолы, как и все органические вещества, состоят только из углерода, кислорода и водорода, реже содержат азот и серу, очевидно, в виде примеси. Естественно, что в пределах группы таких генетически и химически родственных соединений не может быть больших различий в комбинациях этих трех компонентов. Зачастую тот же элементарный состав можно обнаружить у органических веществ (даже искусственных), не имеющих никакого отношения к ископаемым смолам, например у кристаллических органических соединений типа ксилоретина, гартита, фихтелита и др. С другой стороны, элементарный состав смол сильно зависит от процессов их изменения (степени окисленности) и ряда других факторов, поэтому он не остается постоянным даже для одной и той же разновидности. Но ведь такие же колебания химического состава наблюдаются и у неорганических минералов, что также зависит от особенностей процессов их формирования, наличия изоморфных примесей, степени выветрелости и т. д.

Элементарный состав сам по себе не может служить надежным диагностическим признаком, но в сочетании с другими физико-химическими показателями является необходимым критерием для отнесения ископаемой смолы к определенной группе и выявления степени окисленности (или автоокисленности) ее вещества.

Подобным же образом В. С. Трофимовым доказывается диагностическая непригодность и других физических свойств ископаемых смол — степени вязкости и температуры плавления. Им утверждается, что «янтарь» пониженной хрупкости встречается только в россыпных морских месторождениях, содержащих глауконит. Однако известно, что среди различных ископаемых смол, встречаемых в месторождении балтийского янтаря, имеются и пластичный кранцит, вязкий сукцинит и очень хрупкий геданит. Все они залегают совместно в глауконитсодержащей породе. В то же время во вскрышных неогеновых кварцевых песках аллювиального генезиса встречается ископаемая смола, по вязкости и твердости превосходящая даже балтийский янтарь. Высокой вязкостью обладают и другие ископаемые смолы, залегающие в отложениях без глауконита (ондарит, делятинит, симетит и др.). Поэтому влияние глауконита на свойства ископаемых смол вряд ли можно считать существенным⁶.

Температура плавления ископаемых смол колеблется от 120° (глессит) до 390° С (канадский ретинит). При диагностике ископаемых смол

⁶ На возможное влияние продуктов выветривания глауконита при образовании янтарной кислоты в сукцините указал С. С. Савкевич (1970). Это предположение В. С. Трофимов распространил не только на другие свойства ископаемых смол, но и включил в качестве одного из важнейших критериев в классификацию россыпей ископаемых смол.

важна не столько сама точка плавления, поскольку она подвержена значительным колебаниям, сколько характер изменений смолы с повышением температуры. Поскольку ископаемые смолы не являются химически индивидуальными веществами, а состоят из сложного комплекса терпеновых и других соединений (смоляных кислот, резенов, резинолов, резинотаннолов и т. д.), измененных процессами изомеризации, автоокисления, сополимеризации, гидратации и т. д., структурой приближаясь к сплавам, то свойства этих отдельных компонентов отражаются на поведении вещества смолы при ее термической деструкции. Например, некоторые смолы плавятся, интенсивно разлагаясь (бирмит), другие вспучиваются (геданит), третьи выделяют сероводород (телегдит) и т. д. Аналогичным образом химическая индивидуальность ископаемых смол проявляется и при их химической деструкции. В одних и тех же растворителях разные ископаемые смолы растворяются не в одинаковой степени. Например, геданит полностью растворяется только в льняном масле, австрийский амбрит — в сероуглероде и хлороформе, моравский ретинит — в эфире и т. д. Многие смолы, в том числе балтийский янтарь, симметит, сидарит, бирмит, плохо растворяются, а балтийский и саксонский кранциты почти совсем нерастворимы в известных растворителях. Способность каждого вида ископаемых смол в разной степени растворяться в различных растворителях должна наиболее полно отражать их химическое строение, так как каждая составная часть смолы в силу разных химических свойств должна обладать различной растворимостью. Пока что таких данных для большинства смол не имеется, а те, которыми мы располагаем, получены с использованием различных методик химического экстрагирования и поэтому трудно сопоставимы.

Можно согласиться с В. С. Трофимовым в том, что внешние физические свойства ископаемых смол сами по себе не являются надежным критерием для их диагностики. Тем не менее следует отметить, что горнорабочие Калининградского янтарного предприятия, руководствуясь только ими, без труда отличают встречаемые здесь другие ископаемые смолы (геданит, кранцит, беккерит) от янтаря. Об этом свидетельствуют и существующие народные названия «гнилой янтарь», «незрелый янтарь».

Изложенные соображения показывают необоснованность отнесения В. С. Трофимовым к янтарю любых разновидностей ископаемых смол, независимо от их химического состава, свойств, происхождения, возраста, распространения и т. д. Такой подход не только вносит путаницу в существующую терминологию ископаемых смол, затрудняет решение ряда палеобиологических и палеогеографических вопросов смолообразования, но и делает невозможными дальнейшее прогнозирование и поиск их месторождений. Ведь если «янтареобразование» происходило на протяжении всего мезозоя — кайнозоя и на всем северном полушарии, то следует, что и поиск месторождений янтаря может вестись с одинаковым успехом в любом его месте и в любых геологических горизонтах мезозоя — кайнозоя.

Прежде чем отнести какую-либо разновидность ископаемой смолы к янтарю, нужно доказать ее физическую, химическую и генетическую идентичность с ним, а для этого необходим новый, более представительный аналитический материал. Пока таких данных нет, целесообразно придерживаться существующей терминологии ископаемых смол, отраженной в классификации Н. А. Орлова и В. А. Успенского, которая вопреки мнению В. С. Трофимова (1978) учитывает комплекс физических и химических свойств ископаемых смол и в настоящее время является наиболее обоснованной. Именно этого нельзя сказать о предлагаемой В. С. Трофимовым (1978) классификации, в основу которой положены такие неопределенные моменты, как «первичность» и «вторич-

ность», эпигенизация и метаморфизация и, наконец, «степень фоссилизации» ископаемых смол. К группе «первичных янтарей» им относятся ископаемые смолы, залегающие в бурых и каменных углях разного возраста, эпигенизированным — смолы с янтарной кислотой, к метаморфизованным — смолы складчатых областей. Термином «эпигенез» при этом обозначается процесс образования в смолах янтарной кислоты, с отводом ведущей роли в нем глаукониту. Однако при этом не объясняется факт присутствия в ряде местонахождений в глауконитоносных отложениях одновозрастных ископаемых смол с различным содержанием янтарной кислоты или совсем без нее. В Прибалтике, например, совместно с янтарем и геданитом, содержащими соответственно до 7% и следы янтарной кислоты, находят кранцит, беккерит, стантинит, глессит, в составе которых эта кислота отсутствует. То же самое отмечается в Карпатской области. С другой стороны, известны ископаемые смолы с янтарной кислотой, находящиеся в отложениях, не содержащих глауконита. Следовательно, роль глауконита в процессе образования янтарной кислоты, как и в ранее отмеченном процессе приобретения вязкости смолами, сомнительна. Нами была показана возможность образования янтарной кислоты в смоле путем ряда биохимических реакций (Катинас, 1971). Следовательно, понятие «эпигенизация» в том смысле, какой вкладывает в него В. С. Трофимов, к классификации ископаемых смол неприменимо.

Что касается понятия «стадия фоссилизации» ископаемых смол, то, как явствует из названия таблицы 41 в работе В. С. Трофимова 1974 г., оно соответствует возрасту смол. Новое содержание это понятие получило только в работе 1978 г., когда цитируемый автор распространил схему образования янтаря на все разновидности ископаемых смол, о чем было указано выше. Заодно изменились и «принципы» классификации ископаемых смол (см. Трофимов, 1973, 1978). Стадии фоссилизации теперь выделяются по содержанию в смоле углерода — чем его меньше, тем более «фоссилизованной» считается смола. Однако ведь с уменьшением в смоле углерода соответственно увеличивается содержание кислорода, поэтому «стадия фоссилизации» в действительности может означать лишь степень окисленности ископаемой смолы, которая может очень колебаться в зависимости от условий ее залегания. Таким образом, и это понятие не содержит конкретного смысла и классификационным показателем служить не может.

Искусственность выделения метаморфизованных «янтарей» не требует доказательств, поскольку основными показателями при отнесении в эту группу тех или других ископаемых смол послужили только приуроченность их местонахождения к складчатым областям и... темно-красный цвет смол. Поэтому в эту группу попали глессит из Прибалтики, а также кефлакит, уйлерит и росторнит, уже включенные в группу «первичных».

Искусственность и необоснованность классификации В. С. Трофимова видны при рассмотрении ископаемых смол, включенных в группу «первичных». Среди прочих автор отнес сюда и такие разновидности, которые образуют прослойки и заполняют трещины в массе бурых и каменных углей (кефлакит из Штирии, Юты и Борнео, уссурийский и вашигтонский ретиниты, уйлерит, тринкерит). Являясь дериватами древесины, образовавшимися при ее возгонке в процессе углефикации, эти смолы генетически никак не связаны ни с янтарем, ни с другими ископаемыми смолами, возникшими в результате жизнедеятельности растений. Они должны быть выделены в отдельную группу и рассматриваться скорее как один из составных компонентов вещества углей. Ярким представителем этой группы смол является айканит из меловых каменных углей Венгрии. Непонятно отнесение в эту группу (и к «янтарю» вообще) двух других разновидностей смол — эуосмита и кисцел-

лита). Первая, находящаяся в виде земляных масс в трещинах лигнитов Баварии, является, по-видимому, продуктом возгонки древесины *Sipressinoxylon* и содержит в своем составе камфару. Вторая, из олигоценых песков Венгрии, совсем не содержит кислорода⁷ и по близости свойств и состава к так называемым «обезьяньим волосам» из Гайзельталя скорее всего является продуктом полимеризации и осернения каучука (Орлов, Успенский, 1936).

Утверждая, что предлагаемая им терминология ископаемых смол «...более приемлема, чем существующая», поскольку «...менее громоздка, допускает сравнение отдельных анализов между собой, понятна для широких масс геологов...» и т. д. (1978, стр. 137), В. С. Трофимов предлагает заменить термин «румэнит» термином «румынский среднеэпигенезированный и среднеметаморфизованный янтарь II стадии» или термин «беккерит» — термином «балтийский янтарь IV стадии фоссилизации, загрязненный экскрементами древоточцев» и т. д. (1978, табл. 2). Приведенные примеры вряд ли позволят согласиться с меньшей громоздкостью предлагаемой В. С. Трофимовым терминологии и возможностью «...ее применения при повседневных исследованиях» (стр. 137).

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева А. И., Авдонин В. Н., Пильщиков Б. И. Янтареподобная смола из глауконитовых песчаников Сухоложского района Свердловской области.— Тр. Ин-та геол. и геохим. УФАИ СССР, 1971, вып. 90.
- Аронский В. П., Шишкина Л. Д. Микроморфология и химическая структура некоторых ископаемых смол.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 3.
- Бобринский Д. П. Ископаемая смола в отложениях косовской свиты.— Минералог. сб. Львов. ун-та, 1971, т. 25, вып. 3.
- Иванов Л. А. Биологические основы добывания терпентина в СССР. М.—Л., Гослесбумиздат, 1961.
- Катинас В. Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики.— Тр. ЛитНИГРИ, вып. 20. Вильнюс, «Минтис», 1971.
- Ладыженский Г. И. Некоторые данные по ископаемым смолам верхнеэоценового флиша Советских Карпат.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1967, № 4.
- Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Савкевич С. С. Янтарь. Л., «Недра», 1970.
- Сребродольский Б. И. Янтарь в месторождениях серы.— Докл. АН СССР, 1975, с. 223, № 5.
- Трофимов В. С. Янтарь и принципы классификации ископаемых смол.— Литол. и полезн. ископ., 1973, № 1.
- Трофимов В. С. Янтарь. М., «Недра», 1974.
- Трофимов В. С. Основные этапы образования янтара и принципы его классификации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.
- Юшкин Н. П. Янтарь арктических областей.— Научн. докл. Коми фил. АН СССР, вып. 7. Сыктывкар, 1973.
- Beck C. W. Aus der Bernstein-Forschung.— Naturwissenschaften, 1972, t. 59, No. 7.
- Dietrich H. G. Fossil-Lagerstätten. Nr. 36. Zur Entstehung und Erhaltung von Bernstein-Lagerstätten. 2. Bernstein-Lagerstätten im Libanon.— Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Abh., 1976, No. 2.
- Doelter C. Dem Bernstein-fernere stehende Harze.— In: Doelter, Leitmeyer, Handbuch der Mineralchemie. Dresden — Leipzig, 1931, Bd 4, Th. 3.
- Henriksen K. Eocene insects from Denmark.— Danm. Geol. Undersgel., 1922.
- Jamey A. D. Amber and its substitutes. II. Mineral analyses.— Bead J., 1976, v. 2, No. 4.
- Langenheim J. H., Beck C. W. Infrared spectra as a means of determining botanical sources of amber.— Nature, 1965, v. 149, No. 3679.
- Langenheim J. H., Beck C. W. Catalogue of infrared spectra of fossil resins (ambers). I. Nord- and South America.— Bot. Mus. Leaflets, 1968, t. 22, No. 3.

⁷ Данные элементарного состава ксилелита, приводимые В. С. Трофимовым в таблице 2 и позаимствованные у Орлова и Успенского (1936), неточны: содержания кислорода и серы следует поменять местами.

- Meyn L.* Der Bernstein der norddeutschen Ebene auf zweitersechster Lagerstätte.— *Z. deutsch. geol. Ges.*, 1876, Bd 28, H. 2.
- Nissenbaum A.* Lower cretaceous amber from Israel.— *Naturwissenschaften*, 1975, No. 7.
- Röttlander R., Mischer G.* Chemische Untersuchungen an libanesischen Unterkreide — Bernstein.— *N. Jahrb. Geol. und Palaeontol. Monatsch.*, 1970, No. 11.
- Röttlander R. C.* Über die Bildung des Bernsteins und sein chemisches Verhalten.— *Deutsch. Farben Z.*, 1971, No. 25.
- Saunders W. B., Mapes R. H., Carpenter F. M., Elsik W. C.* Fossiliferous amber from the Eocene (Claiborne) of the Gulf Coastal Plain.— *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1974, v. 85, No. 6.
- Tschirch A., Stock E.* Die Harze. 1933—1936, Bd. I—II.

Литовский научно-исследовательский
геологоразведочный институт
Вильнюс

Дата поступления
5.III.1979

УДК 549.892.1/2 : 549.905

«ЯНТАРЬ» ИЛИ «ИСКОПАЕМЫЕ СМОЛЫ»? ¹

В. С. ТРОФИМОВ

Автор утверждает, что все известные в литературе разновидности янтаря и ископаемых смол являются их торговыми сортами и обосновывает необходимость построения новой их классификации.

Главным и основным отличием ископаемых смол от минералов неорганического мира является их растительное происхождение, установленное еще во второй половине XVIII в. М. В. Ломоносовым и другими авторами. Принимая это во внимание, единственной основой классификации ископаемых смол и в их числе янтаря может служить лишь отнесение их к различным родам и видам смолопроизводящей растительности.

Исходя из того, что ископаемые смолы и янтарь в течение весьма длительного времени служили предметом весьма оживленной торговли и обмена, изучение янтаря до самого последнего времени в основном сводилось к выявлению в каждом отдельном случае лишь новых его свойств, признаков, качеств и т. п., которые имели значение в торговле. Изучались обычно отдельные разрозненные образцы, поступающие в продажу или в музеи. В случае обнаружения в них новых свойств подобным образцам присваивались особые наименования, часто отличающиеся от других подобных наименований каким-либо одним признаком. В результате возникло более 50 наименований, охарактеризованных одним и редко большим количеством признаков. При подобном исследовании ископаемых смол и янтаря было выявлено у них много различных физических и химических свойств, на основании которых некоторые авторы пытались создать приемлемую их классификацию, но вызывавшую большие возражения со стороны видных ученых. Так, Л. Шмид (Shmid, 1931) указал, что общим для всех ископаемых смол и янтаря является не химическая структура или какие-либо физические константы, а их происхождение. Дж. Мургочи (Murgoesi, 1903) отрицал возможность создания какой-либо четкой классификации ископаемых смол. Он весьма пространно излагает свои соображения по этому поводу и указывает, что классификация здесь в сущности не имеет ни одного опорного признака, который мог бы быть положен в ее основу. Внешние свойства — цвет, твердость и т. д. — вообще не могут служить достаточным основанием для отнесения минерала в ту или иную группу, состав такой сложной смеси вещества не может быть признан очень существенным моментом. Кроме того, как общие физико-химические свойства, так и элементарный состав ископаемых смол подвержены колебаниям и неодинаковы даже в пределах одного образца. С этим нельзя не согласиться.

¹ Ответ автора на критику его работ В. Катинасом (1980) и С. С. Савкевичем (1979).

Вследствие непостоянства состава, строения, свойств и т. д. ископаемых смол и янтаря вряд ли можно рассматривать единичные их анализы как представительные. Тем не менее С. С. Савкевич, В. Катинас и ряд других авторов пытаются доказать применимость единичных анализов для разного рода обобщений. С этой целью они проводят аналогию между минералами неорганического мира и ископаемыми смолами, не указывая при этом, в чем эта аналогия проявляется. Возникает недоуменный вопрос, о какой аналогии между минералами неорганического мира и ископаемыми смолами можно говорить? Первые имеют довольно постоянный состав, определенную формулу, определенную сингонию и пр., а вторые — растительное происхождение, непостоянные физико-химические свойства, аморфное строение и т. д. Поэтому ни о какой представительности одиночных анализов ископаемых смол и янтаря не может быть и речи.

Господствовавшая в течение весьма длительного времени и продолжающая существовать и до наших дней торговая направленность при исследованиях ископаемых смол и янтаря сильно тормозила их изучение. В результате этого об ископаемых смолах и янтаре мы знаем много меньше, чем о любом другом полезном ископаемом. Так, до сего времени нет общепринятого определения термина «янтарь», окончательно не установлен ни его возраст, ни происхождение. Этапы образования янтаря освещены весьма односторонне, янтарные месторождения, за исключением Пальмникенского, не изучены и не разведаны, не намечены их типы и т. д. Все это происходит при том положении, что янтарь известен человеку с палеолита и благодаря своим свойствам всегда привлекал к себе его внимание.

О ТЕРМИНЕ «ЯНТАРЬ»

В настоящее время нет единого мнения о том, какие ископаемые смолы следует относить к янтарию. Существуют следующие мнения: А. С. Рогович (1875) и некоторые другие рассматривают янтарь как собирательный термин для различных ископаемых смол, могущих воспринимать механическую обработку вне зависимости от возраста и места нахождения.

С. С. Савкевич также определяет «янтарь» (1978) как собирательный, не вполне определенный в классификационном отношении термин, используемый для обозначения: а) любых макроскопически различимых включений ископаемых смол в отложения дочетвертичного возраста; б) твердых вязких ископаемых смол, поддающихся механической обработке и находящихся применение в ювелирном деле (сукцинит, румынит, симетит, бирмит, мексиканский янтарь); в) ископаемых смол Балтийского побережья (сукцинит, геданит, глессит, кранцит, стантениит, беккерит, «гнилой» янтарь) и г) как синоним термина «сукцинит» (исторически наиболее определенное использование термина).

В. Катинас (1979) определяет янтарь как измененную смолу хвойных деревьев третичного возраста, состоящую в основном из соединений резинового типа с примесью измененных первичных смоляных кислот с остатками полимеризованных терпенов, обязательно содержащую свободную янтарную кислоту в количестве 2—7%. Отсюда следует, что в отношении термина «янтарь» существует большое количество мнений. Одни исследователи относят к янтарию ископаемые смолы, могущие воспринимать механическую обработку, другие — ископаемую смолу, содержащую свободную янтарную кислоту, и т. д. При этом следует отметить, что ни один исследователь даже не пытался определить принадлежность янтаря к тому или иному роду смолопроизводящей растительности. За рубежом изучением растительного происхождения ископаемых смол и янтаря занимались многие исследователи (Beck, 1964;

Langenheim, 1965, 1969; Saunders et al., 1974, и др.). Ими были определены семейства, роды и виды растительности, которые являются источником ископаемых смол. На основании этих данных нами разработана классификация ископаемых смол и в их числе янтаря на новой основе, исходя из принадлежности их к тем или иным родам и видам растительности. Ископаемые смолы известны с девона. Среди палеозойских смол не обнаружено торговых сортов, и поэтому они совершенно не изучены.

Наиболее широкое распространение ископаемые смолы получили в кайнофитный мел-четвертичный этап эволюции растительного покрова земного шара. Возникновение этого этапа обусловлено крупнейшей перестройкой растительного покрова в апт-альбе, происшедшей после го-терив-барремского аридного максимума. Эта перестройка сказалась в быстром распространении покрытосемянных и в появлении новой формации хвойных, в которой господствующее положение заняли на севере сосновые, таксодиевые, а на юге араукариевые и другие формы.

Согласно Лангенгейму (1969) и др., в пределах кайнофита можно выделить категории ископаемых смол. Источником одной является голосемянная (*gymnospermae*) растительность, а второй — покрытосемянная (*angiospermae*). В ряде местностей (Мексика, Новая Зеландия и др.) эти две категории смол встречаются совместно, образуя комплексные янтарно-копаловые месторождения.

За ископаемыми смолами, которые являются производными голосемянной растительности и расположены преимущественно в северном полушарии (Прибалтика, север Сибирской платформы и т. д.), предлагается сохранить термин «янтарь», а за смолами — производными покрытосемянной растительности, расположенными главным образом в южном полушарии (Центральная и Южная Америка, Восточная Африка и др.), оставить термин «копалы».

Этапы интенсивного янтареобразования отмечаются в позднем мелу, эоцене, отчасти миоцене и в четвертичном периоде, а копалообразования — в олигоцен-миоцене и четвертичном периоде. Эти этапы нередко были довольно продолжительными. Так, в Хатангском прогибе на севере Сибири янтареобразование продолжалось почти непрерывно, начиная с апт-альба (огневская свита) и кончая коньяк — нижним сантоном (хетская свита), и прекратилось вследствие понижения температуры. Исходя из этого, утверждение В. Катинаса о кратковременности янтареобразования, объясняемого им гибелью растений после обильного смолоистечения, не подтверждается. Таким образом, возраст янтаря мел-четвертичный, а не только третичный, как утверждает В. Катинас.

ОБ ЭТАПАХ ОБРАЗОВАНИЯ ЯНТАРЯ

С. С. Савкевич (1970, 1979), В. Катинас (1971, 1980) и ряд других авторов выделяют три этапа образования янтаря: I — образование живицы в янтареобразующей растительности (изучен лишь в отношении семейства *Pinaceae*) и ее истечение; II — процессы преобразования живицы в янтарь на поверхности и внутри лесных почв; III — процессы превращения смолы при ее переотложении и накоплении в янтареносной толще.

Существование этих этапов в общем сомнений не вызывает. Следует заметить, что этими двумя авторами под фоссилизацией объединены два совершенно разнородных процесса, разобщенных в пространстве и во времени; I — собственно процесс фоссилизации, существующий *in situ* на поверхности и в толще лесных почв, и II — процесс эпигенеза (катагенеза), следующий за процессом фоссилизации и происходящий лишь в морских бассейнах с глауконитом, где имеется щелочная среда, которая вступает во взаимодействие с янтарем, поступающим в

Характеристика копалитов по Schmid (1931)

Название «копалита»	Цвет	Элементарный состав					Вмещающая порода
		С	Н	О	S	зола	
Австрийский	Светло-желтый	85,88	10,36	3,56	—	1,53	Глинистый сланец Серая глина
Лондонский	Грязно-серый и винно-желтый	85,68	11,47	2,85	—	0,14	
Румынский	Медово-желтый	85,45	11,46	2,55	0,54	0,63	Глинистый сланец

морские бассейны в результате размыва янтареносных буроугольных и других залежей. В результате этого взаимодействия в янтаре образуется свободная янтарная кислота, пирит, понижается хрупкость янтаря и его растворимость в различных органических соединениях и т. п.

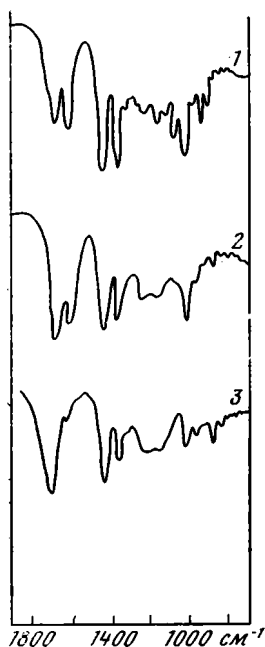
В одном и том же месторождении процессы фоссилизации проявляются с различной степенью интенсивности, что отражается в различном содержании С и О. Интенсивность процесса фоссилизации зависит не только от продолжительности захоронения янтаря или его состава, но и от литологического состава вмещающих пород. Влияние их на интенсивность процесса фоссилизации отчетливо видно на примере так называемого «копалита» (таблица). Из этой таблицы следует: а) все «копалиты» имеют элементарный состав, близкий к составу исходной живицы; б) вмещающей породой всех «копалитов» являются глинистые породы, которые затрудняют процессы окисления, испарения, растворения и т. п. Извлеченные из породы «копалиты» пластичны, напоминают затвердевшую живицу, имеют смолистый запах, режутся ножом и только после некоторого пребывания на воздухе становятся похожими на янтарь.

Принимая это во внимание, можно предполагать, что «копалит» не является какой-либо генетической разновидностью янтаря, а представляет собой начальную стадию фоссилизации любых его разновидностей. С этой позиции большинство «ретинитов» («геданит», «шрауфит», «шейбенит» и др.) также являются не чем иным, как представителями различных стадий фоссилизации янтаря.

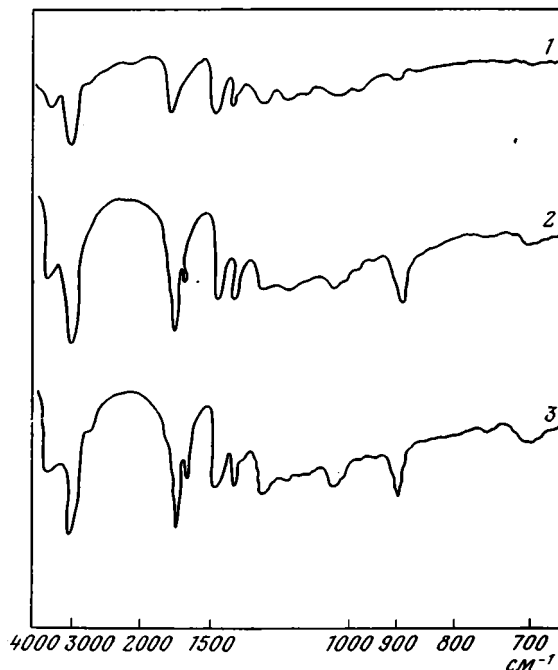
С. С. Савкевич (1970) убедительно доказал вторичную природу свободной янтарной кислоты в балтийском янтаре (содержание ее солей во вмещающих янтарь породах, повышенное ее содержание в периферических частях кусков янтаря, отсутствие первичных месторождений янтаря, содержащего свободную янтарную кислоту, и т. д.) и тем самым доказал полную несостоятельность гипотезы В. Катинаса о первичной природе этой кислоты.

В. Катинас совершенно произвольно берет пределы содержания свободной янтарной кислоты 2—7%. Первичная янтарная кислота весьма редко встречается в исходной живице. Наибольшее ее содержание наблюдается в *Abies* — 0,1%. Исходя из этого, нижний предел содержания янтарной кислоты (вторичной) следует понизить до 0,2—0,5%.

Предложенная В. Катинасом классификация ископаемая смола — янтареподобная смола — янтарь не выдерживает никакой критики, так как и янтареподобная смола и янтарь, как и раньше было показано, являются ископаемыми смолами. Остается непонятным, почему балтийский «сукцинит» с определенным содержанием янтарной кислоты называется янтарем, а ископаемые смолы Румынии, Украины, Бирмы и т. д. часто с тем же содержанием янтарной кислоты — янтареподобными смолами. В общем термин «янтареподобный» совершенно непонятный и ненужный. Далее необъяснимо и то, почему янтарию из отдельных месторождений присваиваются особые наименования — «бирмит»,



Фиг. 1



Фиг. 2

Фиг. 1. ИК-спектры янтаря по С. С. Савкевичу и Т. Н. Попковой (1973)

1 — хатангский янтарь, тип I; 2 — хатангский янтарь, тип II; 3 — балтийский янтарь без янтарной кислоты («геданит»)

Фиг. 2. ИК-спектры копалов рода *Hymenaea courbaril*, по Langenheim (1969)

1 — штат Чианпас, Мексика, 2 — штат Джирон, Колумбия, 3 — штат Пара, Бразилия

«симетит», «румынит» и т. д., хотя подобного правила для других полезных ископаемых не существует.

В Прибалтийских месторождениях янтаря (Пальмникенском и др.) наряду с янтарем, содержащим свободную янтарную кислоту, встречается янтарь, ее не содержащий («геданит», «глессит», «стантиенит», «беккерит» и «кранцит»). С позиций вторичного происхождения свободной янтарной кислоты это достаточно убедительно доказывается. В различных частях морского бассейна, в котором происходило накопление янтаря, существовали различные условия концентрации щелочей, например в устьях рек, в прибрежных частях, на мелководье и т. д., где щелочная среда или отсутствовала или была слабая, недостаточная для возникновения в янтаре янтарной кислоты. Несомненно, интенсивность процесса ее образования зависит также и от продолжительности пребывания янтаря в щелочной среде, от его структуры и текстуры, от концентрации щелочей и от многих других причин. Неясно, почему янтарь без янтарной кислоты в буроугольных залежах носит название «ретинит», а в морских россыпях с глауконитом — «геданит» и т. д.

Из вышеизложенного следует, что процессы диагенеза и катагенеза играют важную роль в образовании морских янтарных месторождений с глауконитом, формируя в янтаре некоторые новые свойства.

Таким образом, янтарь со свободной янтарной кислотой (диакатагенезированный янтарь) является обычным янтарем — производным голосемянных растений, который в результате размыва и переотложения буроугольных и других первичных месторождений янтаря был скон-

центрирован в морском бассейне с глауконитом, где вследствие взаимодействия янтаря со щелочной средой в нем возникла свободная янтарная кислота, т. е. это диакатагенезированный (вторичный) янтарь, а не какая-то особая разновидность ископаемых смол.

О ЯНТАРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В книге «Янтарь» нами дана впервые классификация янтарных месторождений, как установленных, так и предполагаемых (Трофимов, 1974). В ней выделены первичные автохтонные и аллохтонные месторождения и вторичные — россыпи элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, дельтовые, лагунные, прибрежно-морские, морские, ледниковые и эоловые.

С. С. Савкевич не согласен с этой классификацией янтарных месторождений. Он пишет: «В геологической литературе появились лишние необходимых геологических предпосылок и недостаточно доказательные работы (Трофимов, 1974), в которых предлагаются примеры различных генетических типов месторождений янтаря» (Савкевич, 1979, стр. 161). Он считает неоправданным отнесение типично дельтового Верхнего Агджакенского месторождения на Кавказе к залегающим в ископаемых почвах. По этому поводу мною написано: «В аптское время в области Агджарского прогиба существовал узкий, по-видимому, опресненный залив без глауконита, врезанный в Муровдагское поднятие. Для прогиба характерны мелководно-дельтовые отложения. Присутствие в этих отложениях янтаря и обугленной древесины свидетельствует о том, что обрамлявшая прогиб суша была покрыта тропической лесной растительностью» (Трофимов, 1974, с. 81). Спрашивается, откуда С. С. Савкевич взял, что автор относит Верхнее Агджакенское месторождение к ископаемым почвам? Непонятно также его заявление о том, что первичные аллохтонные месторождения (Губникен) не могут существовать в одном районе с россыпями морского происхождения («голубая земля» Самбийского полуострова). Приведенные в моей книге данные определенно доказывают аллохтонное происхождение Губникена.

Далее С. С. Савкевич пишет: «Лишено необходимых оснований и мнение, будто бы крупные промышленные месторождения янтаря образуются не в авандельтах крупных палеорек, а в глубоких частях шельфа...» (Савкевич, 1979, с. 75). В своем замечании С. С. Савкевич, по-видимому, имеет в виду россыпи Самбийского полуострова — «голубую землю». В моей книге по этому поводу сказано: «Принесенный реками в мелководный пролив янтарь отлагался в наиболее спокойных участках, образующая морские россыпи, которые залежали отдельными пятнами в отложениях мелководного пролива и в прилегающих к нему речных эстуариях» (Трофимов, 1974, с. 62). Спрашивается, где же С. С. Савкевич нашел глубокий шельф? В мелководных проливах никакого шельфа не могло быть. Кроме того, образование крупных промышленных месторождений янтаря, содержащего свободную янтарную кислоту, в авандельтах крупных рек исключено. Авандельты являются наиболее опресненными участками моря, и образование в их пределах глауконита, как правило, не происходит. На этих участках отсутствует щелочная среда, необходимая для образования в янтаре свободной янтарной кислоты. Подобный янтарь характерен для месторождений Самбийского полуострова. Из вышеизложенного вытекает, что сколь угодно обоснованной критики выделенных мною типов янтарных месторождений С. С. Савкевич не приводит. Все его замечания сводятся лишь к отнесению того или иного месторождения к одному из выделенных мною их типов. С. С. Савкевич сначала приписывает мне положение, которые затем сам критикует (первичная природа Верхнего Агд-

жакенского месторождения, шельфовые россыпи Самбийского полуострова и др.).

С. С. Савкевич предлагает свою классификацию янтарных месторождений. «А. Первичные (без переноса смол) — только ископаемые почвы лесов, однозначно характеризующиеся наличием в них корневой системы и (или) стволов деревьев в прижизненном положении. Б. Вторичные и т. д. (с переносом смол в разных масштабах) в свою очередь делятся на погребенные и современные, россыпи разных типов» (1970, с. 75). Эта классификация примитивна и не отражает большого разнообразия янтарных месторождений и проявлений, поэтому вряд ли заслуживает рассмотрения. Тем более, что по мнению С. С. Савкевича, в природе существует лишь одно янтарное месторождение — Пальменикенское в Прибалтике. Тогда неясно, какие же месторождения янтаря он положил в основу своей классификации, не говоря уже о том, насколько она подтверждается фактическим материалом?

По поводу выделения мною метаморфизованных месторождений янтаря В. Катинас пишет: «Искусственность выделения автором метаморфизованного янтаря не требует доказательств, поскольку основным показателем при отнесении в эту группу тех или других ископаемых смол служит только приуроченность их месторождений к складчатым областям... и только красный цвет смол» (Катинас, 1980). Это неверно. Например, в Румынии песчаники кейва содержат светлый, почти нетрещиноватый янтарь, но эти же песчаники, подвергшиеся метаморфизму и превращенные в кварциты, содержат темно-зеленый до черного янтарь, просвечивающий темно-красным цветом (тепловой эффект метаморфизма) и сильно трещиноватый (динамический эффект метаморфизма). Метаморфическая природа подобного янтаря не вызывает сомнений и не требует каких-либо дополнительных доказательств (Трофимов, 1974).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Единственным критерием различия ископаемых смол и янтаря является принадлежность их к различным родам и видам смолообразующей растительности. Все термины янтаря и ископаемых смол не отражают их растительного происхождения и в большинстве своем являются торговыми сортами янтаря: например, «сукцинит» представляет собою сорт янтаря, поддающийся механической обработке, «геданит» и «ретинит» — сорт янтаря, характеризующийся повышенной хрупкостью, «вскрышной» янтарь — сорт янтаря повышенной твердости, «амбрит» — сорт янтаря, растворяющийся в сероуглероде и хлороформе, «кранцит» — сорт янтаря, почти нерастворимый в органических растворителях, и т. д. Из этого следует, что подобные названия янтаря не имеют ничего общего с геологией.

Спрашивается, как можно задачи науки подменять задачами торговли и возводить в ранг генетических разностей торговые сорта янтаря без привязки их к родам и видам янтарепроизводящей растительности? Наука должна помогать и обслуживать торговлю, но такие случаи, чтобы торговля решала задачи, стоящие перед наукой, автору неизвестны.

Подобное положение создалось в результате существующей порочной, с точки зрения науки, методики торговой направленности исследований янтаря, когда на основании одиночных, часто неполных и разрозненных анализов музейных образцов или образцов из частных коллекций ставилась задача выявления новых свойств и качеств янтаря, способствующих торговле, а вопросам геологического изучения мест находок янтаря, его ботанической принадлежности и пр. не уделялось никакого внимания.

Наглядным примером того, что подобная методика исследования янтаря существует и в настоящее время, является работа С. С. Савкевича

и Т. Н. Попковой (1973) (Savkevich et Popkova, 1978). Она основана на одиночных и неполных анализах (без определения свободной янтарной кислоты, азота, частично серы и т. п.) образцов ископаемых смол, хранящихся в Парижском музее Естественной истории. Основной задачей работы являлось сравнение отдельных «сортов» янтаря с ископаемыми смолами Франции. В работе приведено сравнение румынского янтаря, содержащего свободную янтарную кислоту, с сахалинским, не содержащим ее; ископаемых смол Франции — с янтарем Мексики и т. п. Их растительное происхождение во внимание не принималось. Сравнивались такие разнородные флоры, как карпатская с сахалинской, флора Мексики с флорой Франции, в которой *Hymeneae courbaril* никогда не произрастала, и т. д. Необоснованность подобных сравнений очевидна. Она явилась следствием того, что неизвестное сравнивалось с неизвестным. С одной стороны, неизвестными являлись роды и виды растительности, к которым принадлежали ископаемые смолы Франции, а с другой — сорта янтаря, такие, как «сукцинит», «валховит» и др., источник которых также неизвестен.

В общем же в этой работе С. С. Савкевича и Т. Н. Попковой ничего принципиально нового нет, в основу ее положены устарелые материалы, почти вековой давности, применяемые термины ископаемых смол Франции неупорядочены, приводимые сравнения оставляют желать много лучшего, возраст ископаемых смол Франции не подтвержден геологическими данными и вызывает сомнения, геологическое описание мест находок ископаемых смол Франции не приведено, не указана их ботаническая принадлежность и т. д. Исходя из этого, рассматриваемая работа представляет собой весьма ограниченный интерес для лиц, имеющих дело с янтарем и ископаемыми смолами.

Общепринятой классификации янтаря и ископаемых смол нет. Имеющиеся классификации Н. А. Орлова и В. А. Успенского, Шмида (Schmid, 1931) и др. основаны на изменчивых физико-химических свойствах. С. С. Савкевич (1970) отмечает, что эти классификации явно устарели, а В. Катинас (1979) — что они несовершенны и слабо обоснованы аналитическими данными. Тем не менее ни один из этих авторов не предложил новую, более совершенную.

Единственным моим «грехом», который вызвал оживленную дискуссию, является предложение заменить устарелые и слабо разработанные классификации ископаемых смол новой классификацией, в основу которой положено их растительное происхождение, а не физико-химические свойства янтаря (Трофимов, 1974, 1978).

Все смолы кайнофитного (мел-четвертичного) этапа эволюции растительного покрова земного шара автор разделил на две категории. К первой (янтарь) отнесены смолы — производные голосемянной растительности, а ко второй — смолы покрытосемянной (копалы). В пределах каждой категории выделяются генетические типы: для янтаря — сосновый, таксодиевый, кипарисовый, араукариевый и др., а для копалов — бобовый и др. Эти генетические типы разделяются на подтипы, которые характеризуются родами и видами растительности. Так, в араукариевом генетическом типе выделяются подтипы родов *Dammara orientalis*, *Dammara australis* и др. Среди бобового типа (копал) различаются подтипы родов *Hymeneae courbaril*, *Hymeneae verricosa* и др. Каждый генетический тип и подтип янтаря и копалов имеет разновидности, выделяемые по интенсивности процессов фоссилизации, эпигенеза и метаморфизма (Трофимов, 1978).

Янтарь от копалов можно отличить с помощью характерных ИК-спектров (фиг. 1 и 2). В дальнейшем при более углубленной расшифровке ИК-спектров янтарей и копалов может быть составлен специальный атлас типичных ИК-спектров различных генетических типов и подтипов как для янтаря, так и для копалов.

В последние годы области применения янтаря и ископаемых смол значительно расширились и изменились, а поэтому настало время переходить от торговой направленности при исследовании янтаря и ископаемых смол к всестороннему их изучению, положив в его основу растительное и только растительное их происхождение. Как указывалось выше, физико-химические свойства их настолько изменчивы, что даже не имеется двух образцов с одинаковыми свойствами. Существуют данные и о том, что даже в одном образце отдельные его части имеют различные свойства. Изменчивость физико-химических свойств ископаемых смол, правда, в различной степени, признается всеми без исключения исследователями и в их числе В. Катинасом и С. С. Савкевичем, но тем не менее некоторые из них до сего времени в основу своих далеко идущих выводов кладут единичные, часто неполные и, следовательно, непредставительные анализы. Такие выводы не представляют никакой ценности.

И, наконец, следует отметить, что постановка В. Катинасом вопроса: «Янтарь» или «ископаемая смола»? — неправильная, так как янтарь является ископаемой смолой голосемянных растений кайнофитного (мел-четвертичного) этапа эволюции растительного покрова земного шара.

ЛИТЕРАТУРА

- Катинас В. Янтарь и янтареносные отложения Южной Прибалтики.—Тр. Литовск. НИГРИ, 1971, вып. 20.
- Катинас В. «Янтарь» или «ископаемые смолы»? — Литол. и полезн. ископ., 1980, № 2.
- Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Савкевич С. С. Проблемы промышленно-генетической типизации месторождений янтаря и янтареподобных ископаемых смол.—Тез. совещ.: Геология, методы поисков и оценки месторождений ювелирных, ювелирно-поделочных и поделочных камней, март 1979 г. Иркутск, 1979.
- Савкевич С. С. Янтарь. Л., «Недра», 1970.
- Савкевич С. С., Попкова Т. Н. Новое в минералогическом изучении ископаемых смол Франции. Зап. Всесоюзн. Минерал. о-ва, 1978, ч. CVII, вып. 2.
- Савкевич С. С., Попкова Т. Н. Новые данные о янтаре правобережья рек Хеты и Хатанги.—Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 2.
- Трофимов В. С. Основные этапы образования янтаря и принципы его классификации. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.
- Трофимов В. С. Янтарь. М., «Недра», 1974.
- Beck C. W., Wilbur E. and Meret S. Infra-red spectra and the origin of amber.—Nature, 1964, v. 20, No. 4916.
- Dietrich H. G. On genesis and Preservation of amber Deposits — 2. Neues Jahrbuch für Geol. und Paläentol., 1975, v. 1, No. 10.
- Langenheim J. H. A Botanical Inquiry.—Science, 1969, v. 163, No. 3872.
- Langenheim J. H., Cuet W., Beck C. W. Infra-red Spectra as means of Determining Botanical Sources of amber.—Science. 1965, v. 449.
- Murgoci G. Assoc. Romana petrimaintarea of respondirea sciintelar. Mem. Congr. de la Iasi Bukar, 1903.
- Saunders W. B., Carpenter F. M., Elsik W. C. Fossiliferous amber from Eocene (Clairborne) of the Gulf Coastal Plain.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, v. 85.
- Savkevich S. S., Popkova T. N. Données nouvelles dans l'étude minéralogique de resenes fossiles de France. Bull. Minéral., 1978, v. 101, No. 4.
- Schmid L. Bernste. In: Handbuch der Mineralchemie. Dresden und Leipzig, 1931, Bd IV. Teil 3.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.313 : 551.35

**ОСОБЕННОСТИ ПОДВОДНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ОСНОВНОГО
СТЕКЛА В СКВАЖИНЕ 160 РЕЙСА «ГЛОМАР ЧЕЛЛЕНДЖЕР»**

В. В. ПЕТРОВА, Б. И. ВОРОНИН, Н. Д. СЕРЕБРЕННИКОВА

Подводное преобразование вулканического стекла и океанических базальтов широко изучается многими исследователями. Наиболее часто встречаемая направленность этого процесса — образование по стеклу палагонита и минералов группы глины — привлекла к себе внимание еще в начале 60-х годов (Peterson, Griffin, 1964; Bonatti, 1965). Позднее Д. Х. Метьюз (Matthews, 1971) показал возможность перехода сидеромеланового стекла через девитрифицированное стекло и палагонит в глинистое вещество. Эта схема была подтверждена В. Г. Мелсоном (Melson, 1973) и Г. А. Томпсоном (Thompson, 1973), а также И. В. Хворовой и др. (1974), В. И. Муравьевым (1974), А. Р. Гептнером (1977). Л. Г. Кашинцев (1975) выделил четыре стадии изменения базальтов в глубоководных условиях: а) сингенетическая палагонитизация, при которой палагонит образуется одновременно или сразу после застывания базальтового стекла; б) диффузионная палагонитизация, обусловленная перераспределением вещества при медленной диффузии компонентов в условиях слабой пропарки породы остаточными флюидами остывающей магмы; в) гидротермальное выщелачивание по микротрещинкам с образованием прожилков, выполненных глинистым материалом, что приводит в дальнейшем к стадии г) подводного выщелачивания, т. е. к обособлению глинистого материала и образованию глины.

В том же 1975 г. обобщение фактического материала по данному вопросу позволило А. Г. Коссовской предложить модель пелагического глинообразования, выделить четыре минералогико-генетические группы пелагических глины и показать идентичность химико-минералогического состава наиболее распространенной в океанических осадках группы ферримонтмориллонитовых глины составу продуктов гальмиролитического разложения толентовых базальтов. Как продукт диагенетической переработки щелочно-базальтовой пирокластике А. Г. Коссовская и др. (1975) рассматривают палыгорскитовые глины. Помимо палагонита, ферримонтмориллонита, палыгорскита и других минералов группы глины с разложением вулканического материала связывается появление в океанических осадках цеолитов (Arrhenius, 1963; Bonatti, 1963, 1965, и др.). Детальные исследования Н. А. Лисицыной и Г. Ю. Бутузовой (1976), проведенные на основании обобщения обширного собственного и литературного материала, позволили этим авторам прийти к выводу об образовании филлипсита за счет тонкодисперсной пирокластике риолит-

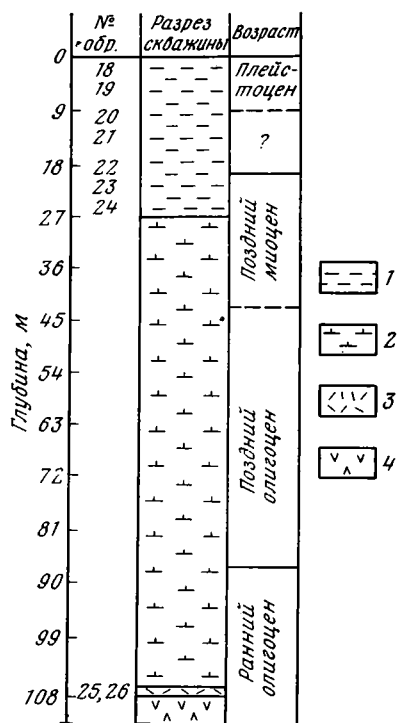
дацитового и основного состава, а также и при палагонитизации и разложении обломков базальта.

Таким образом, к настоящему времени в океанических осадках несомненно установлена генетическая связь между вулканогенным материалом и палагонитом, минералами группы глин и цеолитами. Однако перечисленными минералами список продуктов разложения вулканического стекла, по-видимому, не исчерпывается. Изучая донные осадки по скважине 160 рейса 16 «Гломар Челленджер», авторы получили интересные факты преобразования слабо раскристаллизованного стекла основного состава, приводящие в конечном итоге к возникновению на месте стекла окисных соединений железа и марганца в ассоциации с кальцитом, тридимитом, смектитами, клиноптилолитом.

Скважина 160 расположена в пределах Северо-Восточной котловины Тихого океана в зоне между разломами Клиппертон и Кларин (11° 42, 27' с. ш. и 130° 52, 81' з. д.) на глубине 4940 м под уровнем моря. Скважина пробурена на глубину 114 м и вскрыла отложения от раннего олигоцена до плейстоцена (фиг. 1). Авторы располагали образцами с интервалов глубин 0—27 м (отложения плейстоцена и, возможно, позднего миоцена) и 108—109 м (отложения раннего олигоцена).

Плейстоценовые отложения в настоящее время представляют собой светло-коричневую рыхлую породу, состоящую из монтмориллонита, гидрослюда, мелких стяжений рыхлого рудного минерала, обуславливающего цвет породы, цеолитов, редких обломков пироксена, плагиоклаза, кварца, а также кремнистого и фосфатного органического вещества. Типичные рентгенограммы осадка с глубины 4 и 18 м (фиг. 2) показывают, что основным минералом осадка является монтмориллонит, состав которого закономерно колеблется (значение рефлекса d_{001} изменяется от 12,8 до 14,0 и от 17,8 до 19,0 Å в природных и насыщенных

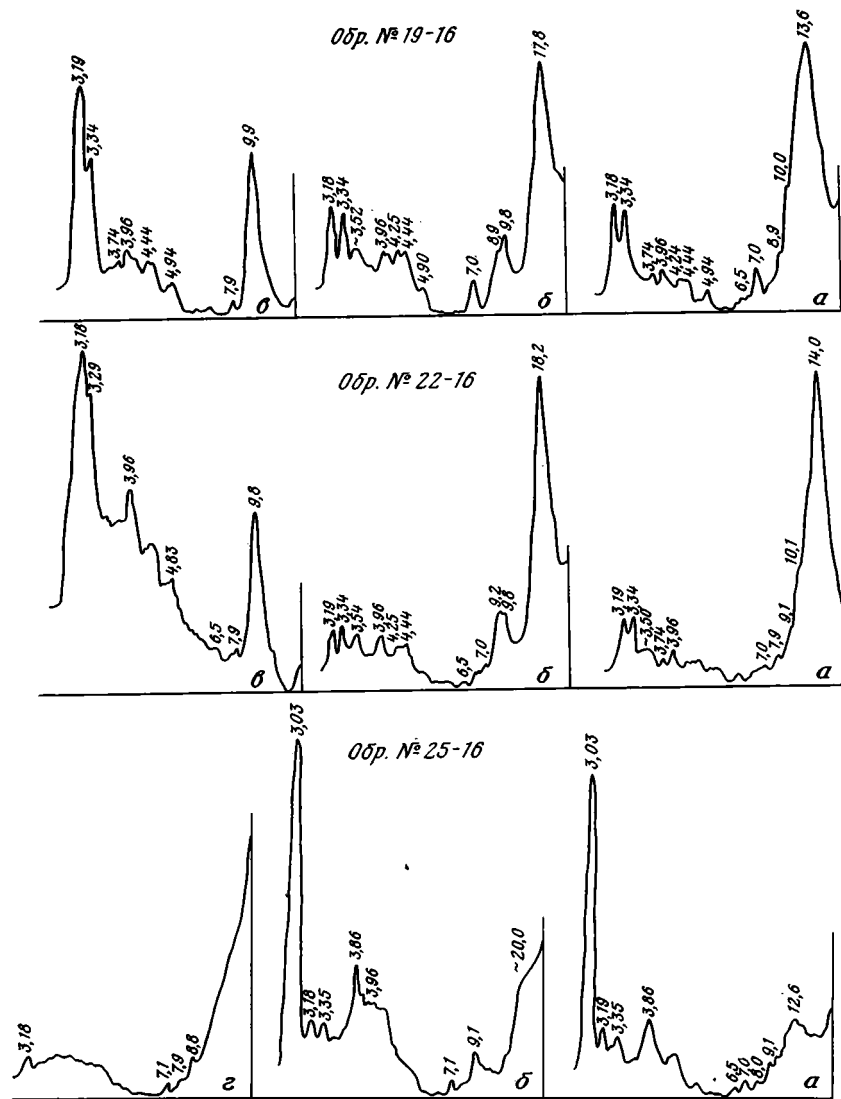
глицерином образцах соответственно). Это изменение состава фиксируется и оптически, так как показатель преломления глинистой массы меняется от 1,530 до 1,570, причем максимальные значения отмечаются в участках породы, обогащенных рудным веществом. Количество гидрослюда значительно меньше, чем монтмориллонита, и она представлена своей смешаннослойной разностью, содержащей разбухающие слои, что фиксируется по широкому рефлексу 9,2—9,8 Å на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином. Содержание в осадке цеолитов примерно 3—5%, они в виде мельчайших кристаллов (<0,01 мм) рассеяны в глинисто-гидрослюдистой породе и в свою очередь замещены глинистым минералом, что затрудняет определение их оптических констант. Наблюдаются два сечения кристаллов: удлиненные прямоугольники с неясно выраженной головкой и ромбы или почти квадраты. Кристаллы



Фиг. 1. Литологический разрез скважины 160 по данным Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, 1973

1 — цеолитовые глины с Fe—Mn-конкрециями; 2 — известковые органо-генные илы; 3 — известковые глины; 4 — базальт с авгитом и лабрадором

глицерином образцах соответственно). Это изменение состава фиксируется и оптически, так как показатель преломления глинистой массы меняется от 1,530 до 1,570, причем максимальные значения отмечаются в участках породы, обогащенных рудным веществом. Количество гидрослюда значительно меньше, чем монтмориллонита, и она представлена своей смешаннослойной разностью, содержащей разбухающие слои, что фиксируется по широкому рефлексу 9,2—9,8 Å на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином. Содержание в осадке цеолитов примерно 3—5%, они в виде мельчайших кристаллов (<0,01 мм) рассеяны в глинисто-гидрослюдистой породе и в свою очередь замещены глинистым минералом, что затрудняет определение их оптических констант. Наблюдаются два сечения кристаллов: удлиненные прямоугольники с неясно выраженной головкой и ромбы или почти квадраты. Кристаллы



Фиг. 2. Дифрактограммы фракции $<0,01$ мм образцов 18, 22, 25

а — природные образцы; б — образцы, насыщенные глицерином; в — образцы, прокаленные при T 550° С в течение 2 часов; г — фазовый анализ палагонитового вещества, природное состояние

обоих сечений почти изотропны, показатели преломления их очень близки и составляют 1,488—1,490. По присутствующим на рентгенограммах пикам со значениями межплоскостных расстояний 8,9 и 7,9 Å и 7,0 и 3,18 Å можно предположить присутствие в этих отложениях как клиноптилолита, так и филлипсита. Наличие двух цеолитов отмечают здесь и американские исследователи (Initial..., 1973). Обломки плагиоклаза, пироксена и особенно кварца редки. Состав плагиоклаза отвечает андезину № 31—33 (Ng 1,551—1,553, Np 1,544—1,546). Кристаллы его иногда довольно крупные, прозрачные, почти не сдвойникованные, содержат в себе газовые и апатитовые включения.

Отложения олигоцена (глубина 40—109 м), по данным американских исследователей, представлены известковыми органогенными илами, свет-

ло-палевыми, иногда с радиоляриями и микроконкрециями кремнистого состава.

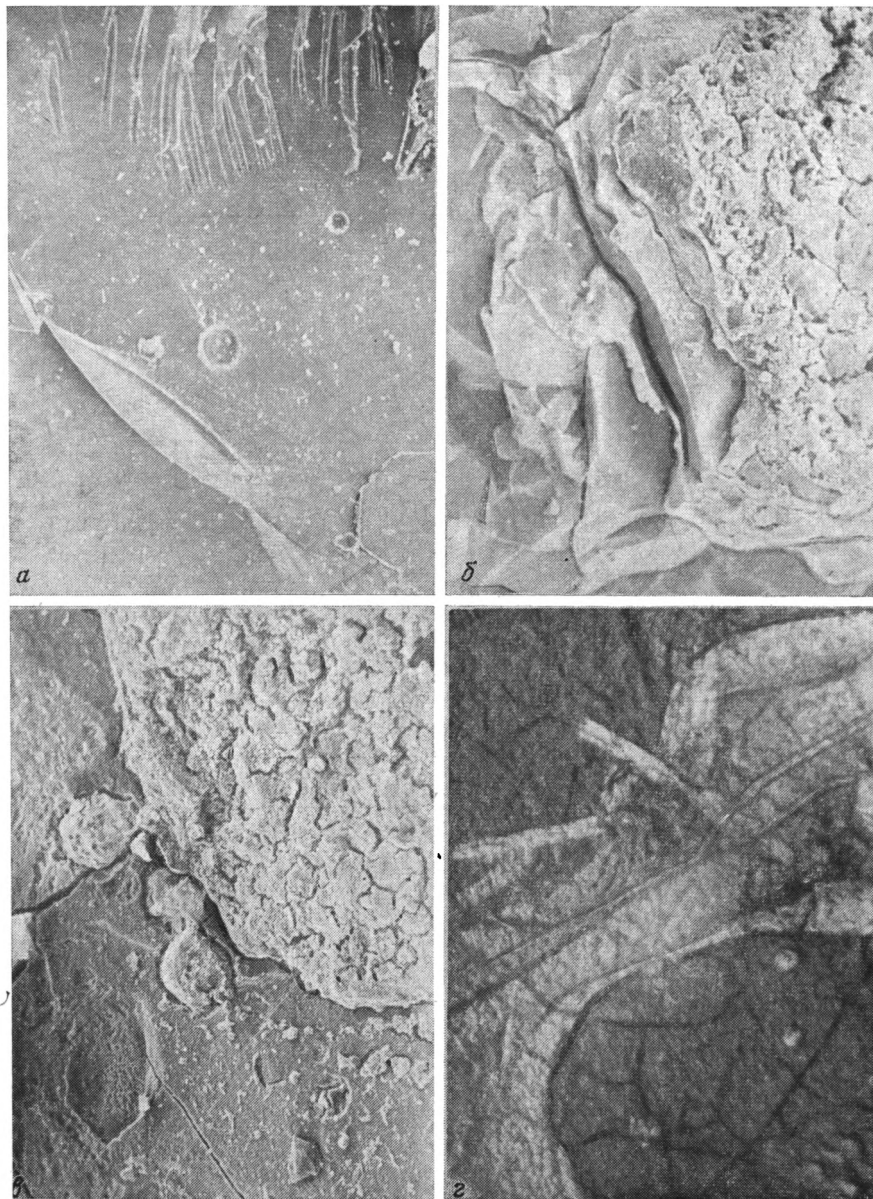
Раннеолигоценовые отложения, охарактеризованные с глубины 108—109 м, резко отличаются по составу от плейстоценовых. Это снежно-белые рыхлые агрегаты кальцита, в которые погружены обломки стекла слабо раскристаллизованных базальтов, редкие и мелкие обломки плагиоклаза, пироксена, биотита, карбонатные, фосфатные и кремнистые органические остатки (см. фиг. 2). По всему осадку рассеяны обломки желтого и рыже-красного палагонита, придающие всей породе красноватый оттенок. Количество и размеры обломков базальта и стекла увеличиваются к забою скважины, где вскрыты полностью раскристаллизованные пироксен-плагиоклазовые базальты.

Обломки стекла (фиг. 3, а) представляют собой округлые и каплевидные образования диаметром до 2 см. Стекло темное, почти черное, просвечивающее в тонких сколах зеленовато-коричневым. Показатель преломления 1,620—1,622. В стекле в количестве не более 1—3% объема рассеяны вкрапленники лабрадора № 53—55 (N_g 1,562, N_p 1,557) реже битовнита № 70 (N_g 1,571, N_p 1,565) и авгита (N_g 1,710, N_p 1,686). Максимальный размер вкрапленников до 0,5 мм. Химический состав стекла, приведенный в табл. 1, близок составам основных стекол океанических осадков, приводимых разными авторами.

Свежее стекло сохраняется обычно только в центральных частях желваков, поверхность же их представляет собой рыхлые или коллоидоподобные образования различных оттенков желтого и красного цвета (см. фиг. 3, б, в). Эти «корки» резко контактируют со стеклом и легко от него отделяются, что создает впечатление наростов на стекле, генетически с ним не связанных. Однако это не так. При сравнении растровых фотографий 3, а и б отчетливо видно, насколько изменяется поверхность стекла под «коркой». Стекло становится ноздреватым, пористым, рыхлым, что не только свидетельствует о выносе части вещества стекла, но и делает его значительно более проницаемым. При этом локализация поздних фаз новообразований происходит именно в этих «разрыхленных» участках стекла (см. фиг. 3, в). Кроме того, кристаллы плагиоклаза и пироксена, раскристаллизованные в стекле, сохраняются и в измененной его части («корке») (см. фиг. 3, г). При этом кристаллы плагиоклаза на границе стекло — корка несколько корродируются, т. е. наблюдаемые рыже-красные образования, развитые по поверхности стекла, генетически с ним связаны и являются продуктом его изменения.

Неоднородность состава этих образований фиксируется уже при оптическом их изучении. Прежде всего следует отметить, что помимо основной массы изотропного рыхлого или коллоидного вещества в состав корки входят уже упоминавшиеся, сохранившиеся от первичного стекла, слабо измененные кристаллы плагиоклаза и пироксена, но кроме них отмечаются и новообразования. Это довольно крупные (до 1 мм) кристаллы или сплошные массы тридимита (N_g — 1,475, N_p — 1,472), кальцита, мельчайшие выделения минералов группы глин, заметные по слабому двупреломлению, и неравномерно распределенное рудное вещество. Фазовая дифрактограмма (см. фиг. 2, г) изотропной части «корки» помимо широко растянутого галло рентгеноаморфного вещества дала наличие в ней клиноптилолита (пики в области 8,8 и 7,9 Å). По дебаграммам (табл. 2) помимо плагиоклаза определено присутствие смектита, каолинита, маггемита (Fe_2O_3). Это значит, что изменение основного стекла в скважине 160 приводит к образованию не только рентгеноаморфного палагонита, но и к аутигенному формированию минералов группы глин, клиноптилолита, тридимита, кальцита, маггемита и рентгеноаморфных образований марганца.

Для того чтобы проследить этот процесс с химической точки зрения, на микроанализаторе Сатеса MS-46 было проведено качественное изу-



Фиг. 3. Микрофотографии стекла основного состава, образец 25

а — неизмененное стекло (сканирующий электронный микроскоп), *б* — *в* — то же стекло с участками, покрытыми «коркой» вторичных изменений (*б*, *в* — сканирующий электронный микроскоп, *г* — прозрачный шлиф, видны микролиты плагиоклаза, развитые как в самом стекле, так и в поздней «корке» без анализатора, увел. 200)

чение химического состава неизмененного стекла и стекла на разных стадиях преобразования. Эти данные приведены на серии снимков (фиг. 4). Верхний горизонтальный ряд фиксирует собой состав неизмененного стекла. Горизонтальный ряд II — стекло, покрытое «коркой». Из сравнения этих снимков видно, что при образовании «корки» из стекла выносится практически весь кальций, часть кремния и алюминия, а привносится железо и марганец. Аналогичная картина наблюдается в случае изменения трещиноватого зерна стекла (ряд III), однако в этом

Химический состав стекла, вес. %

Оксид	Стекло из скважины 160 с глубины 108 м		Стекло с Гавайских островов (Лисицына, Бутузова, 1976)	Стекло банки Суоллоу (Метьюз, 1973)
	содержание	доверительный интервал анализа		
SiO ₂	49,51	0,65	49,22	48,14
TiO ₂	He опр		2,67	1,28
Al ₂ O ₃	13,37	0,18	13,31	13,37
Fe ₂ O ₃	—		2,34	9,18
FeO	16,99	0,03	9,90	2,84
CaO	8,64	0,39	10,72	11,46
MgO	6,13	0,28	6,88	6,22
MnO	0,26	0,26	0,17	0,08
Na ₂ O	2,96	0,45	2,77	2,19
K ₂ O	0,11	0,02	0,77	0,96
H ₂ O ⁺	—		0,01	1,04
H ₂ O ⁻	—		0,46	2,20
P ₂ O ₅	—			0,15
Сумма	97,96		99,22	99,90

Примечание. Анализ стекла из скважины 160 проведен на микроанализаторе Сатеса MS-46. Все железо дано в форме FeO. нак «—» показывает отсутствие данных.

Таблица 2

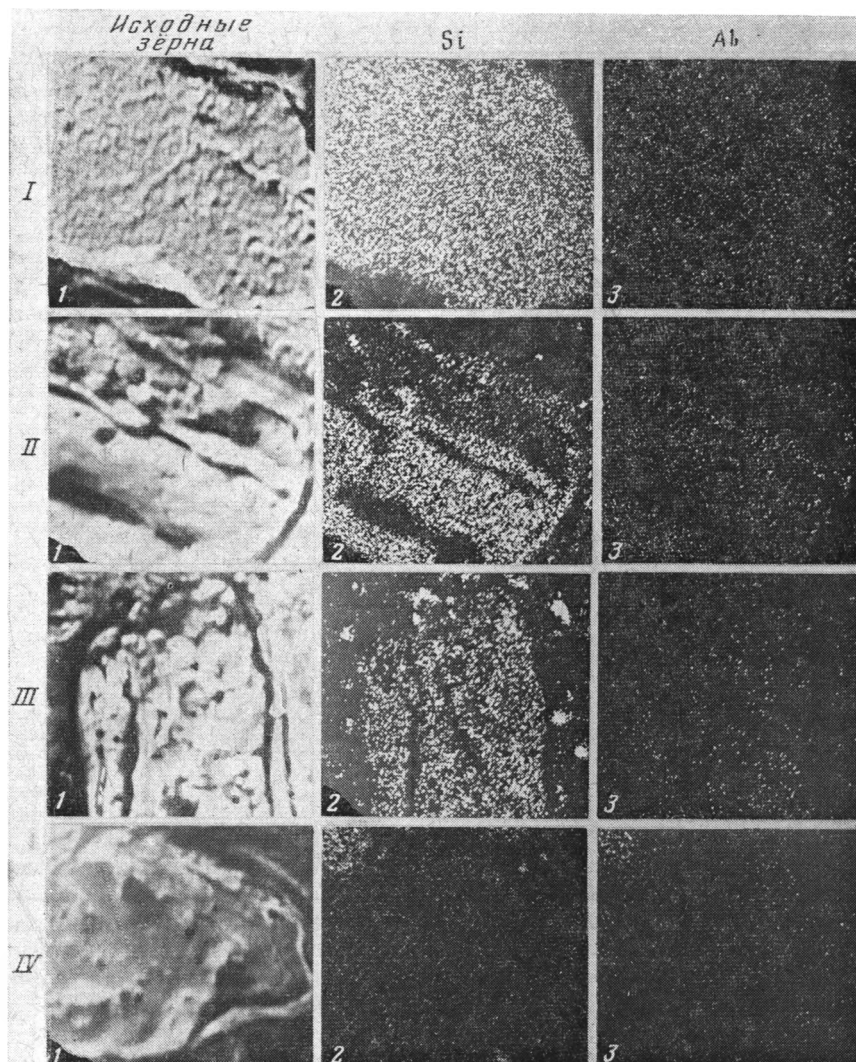
Расшифровка дебаграмм измененной части стекла

Обр. 26-16/1		Обр. 26-16/2	
<i>J</i>	<i>d</i> , Å	<i>J</i>	<i>d</i> , Å
1ш	13,15	3	7,05
		1	6,50
		1	5,33
2	4,87	2	4,97
		1	4,45
1	4,02	1	4,04
		1	3,74
		2	3,51
		1	3,32
7	3,19	10	3,18
1	3,02	7	3,01
1	2,94	6	2,925
		2	2,67
4ш	2,57	7	2,52
1ш	2,24	1	2,21
		1	2,14
		1	2,04
		1	2,83
		1	1,766
		1	1,718
1	1,625	2ш	1,625
4ш	1,529	1	1,509
Полевой шпат, смешанно-слоистый минерал		Полевой шпат, каолинит, магнетит	

случае образования «корки» не происходит, а зерно изменяется полностью, превращаясь в кремнисто-железомарганцевое образование. Конечная стадия — ряд IV — образование железомарганцевого соединения, небольшая часть стекла сохранилась только в левом верхнем углу зерна.

Чтобы более детально рассмотреть этот процесс, через зерно (ряд II) была сделана пропись поведения в нем Si, Fe, Ga, Mn (фиг. 5). Как

следует из графиков, марганец накапливается в этом случае только в краевой зоне зерна. При этом его накопление шло по уже измененному зерну стекла. Из первичного зерна был вынесен почти весь кальций (повышенное количество кальция наблюдается лишь в зоне 60 мкм и относится, по-видимому, к неизмененному микролиту плагиоклаза) и привнесено значительное количество железа. Вынос кальция и привнос железа является процессом, характерным для палагонитизации и отмечается многими авторами (Метьюз, 1973; Thompson, 1973; Кашинцев, 1975). В нашем случае, по данным микрозондового анализа, при пала-

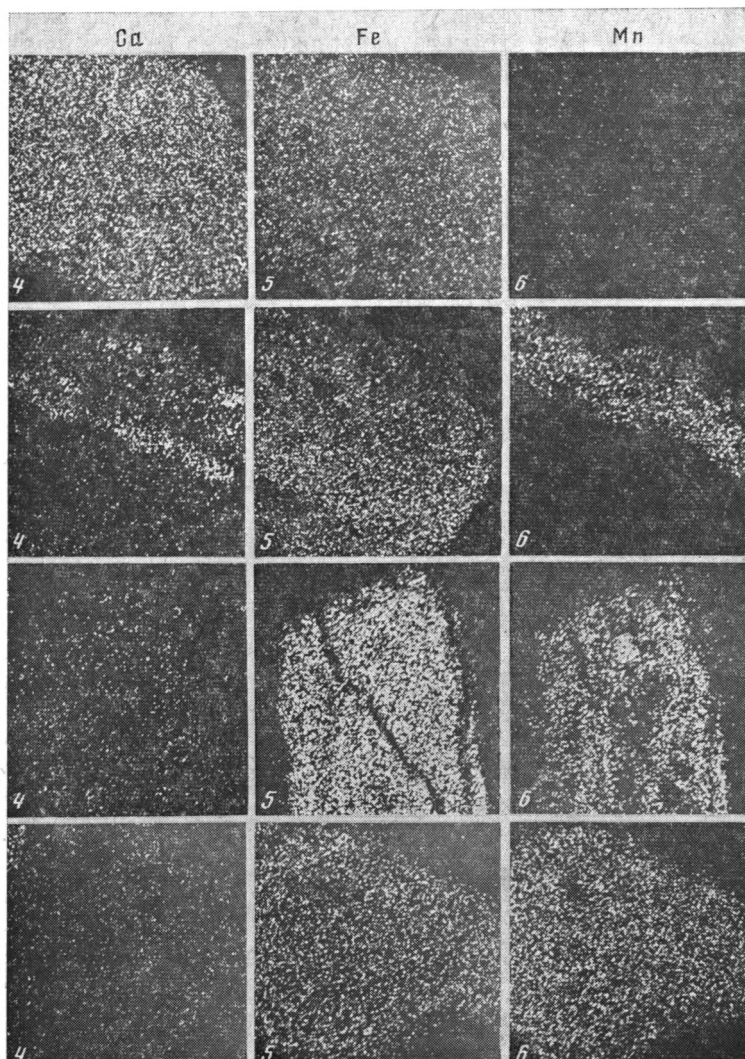


Фиг. 4. Качественный анализ содержания Si, Al, Ca, Fe, Mn на разных стадиях изменения стекла, образец 25 (снимки на микроанализаторе)

Вертикальные ряды: 1 — снимки в отраженных электронах исходных зерен стекла на разных стадиях изменения

2—6 — картина распределения в характеристическом излучении кремния (2), алюминия (3), кальция (4), железа (5), марганца (6)

Горизонтальные ряды: I — неизмененное стекло; II — палагонитизированное стекло, покрытое «коркой» поздних образований; III — неравномерно измененное трещиноватое стекло; IV — реликты стекла, замещенного Fe—Mn-образованием



Фиг. 4

гонитизации стекла суммарное количество окиси и закиси железа в нем повышается примерно на 10%, а понижение количества окиси кальция составляет около 7% (табл. 3).

Однако процесс на этом не заканчивается. Из краевых зон стекла, уже превращенного в палагонит, выносятся в большей степени кремний (интервал на графике 0—12 и 84—128 мкм) и в меньшей — железо (интервал 0—10 и 92—128 мкм), а освободившиеся их позиции занимаются марганцем и опять же кальцием. Каждый из перечисленных элементов в краевой зоне может образовывать собственные минералы, что и наблюдается: наличие кальцита, тридимита, маггемита и, видимо, рентгеноаморфных окислов марганца. На графике это соответствует зоне 104—128 мкм, т. е. зоне образования вторичной «корки». Таким образом, процесс превращения стекла основного состава в палагонит и перечисленные выше минералы многоступенчатый. Каждая из ступеней: вынос кальция, привнос-вынос железа, вынос кремния, привнос марганца и нового кальция, фиксация этих компонентов в виде минеральных фаз, должна быть отражением меняющихся физико-химических условий окружающей стекло среды. Вероятно, такие условия локально могут возникать

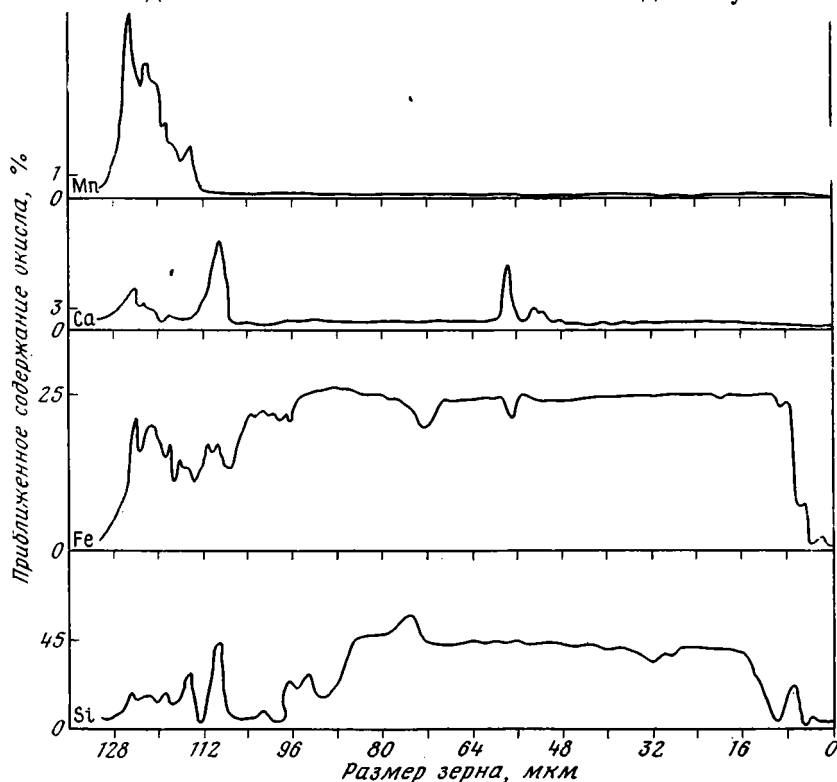
Поведение Fe и Ca при палагонитизации стекла, вес. %

Цитируемая работа	Настоящая работа		Thompson, 1973		Melson, 1973			
Место отбора образцов	рейс 16, обр. 25, скв. 160		рейс 2, скв. 10		рейс 3, скв. 19		рейс 5, скв. 39	
Данные микрозондового анализа	FeO + Fe ₂ O ₃	CaO	FeO + Fe ₂ O ₃	CaO	FeO + Fe ₂ O ₃	CaO	FeO + Fe ₂ O ₃	CaO
Неизмененное стекло	16,99	8,64	9,2	12,3	15,64	11,97	9,91	12,09
Палагонит *	28,60 24,04	1,04 0,82	14,0	1,79	14,73	0,42	15,64	0,62

* Для образца 25 верхние цифры характеризуют содержание окислов в оранжево-красном палагоните, нижние — в желтом.

непосредственно во время подводного излияния лавы, т. е. мы вслед за Г. Л. Кашинцевым (1975) считаем, что начальная стадия изменения основного стекла происходит сингенетично его подводному образованию. При этом происходит не только обеднение или обогащение исходного зерна отдельными компонентами, но и разрушение, разрыхление его структуры, что облегчает протекание дальнейшего процесса изменения, происходящего диффузионным путем в процессе стабилизации параметров окружающей среды.

Таким образом, в скважине 160 отмечен новый тип аутигенного минералообразования в океане. В результате длительного и многоступенчатого взаимодействия системы океаническая вода — вулканическое



Фиг. 5. Кривые распределения элементов в зерне палагонитизированного стекла, покрытого «коркой» вторичных образований (см. рис. 4, II—I). Пропись на микрозонде, Cameca MS-46

стекло основного состава на месте стекла возникает новообразованная ассоциация палагонита, тридимита, клиноптилолита, кальцита, окисных соединений железа и марганца, смектитов. При этом из стекла выносятся кремний, привносится в него марганец. Поведение кальция и железа двояко: наблюдается как привнос, так и вынос этих компонентов в зависимости от стадии изменения. Изложенный материал приводит также к выводу о том, что формирование в океане образований, содержащих повышенное количество Fe и Mn, может происходить не только путем осаждения железа и марганца на каком-либо веществе, но и при непосредственном изменении этого исходного вещества (в частном случае — стекла основного состава), т. е. путем выноса из него одних компонентов и привноса других.

ЛИТЕРАТУРА

- Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации.— Литол. и полезн. ископ., 1977, № 5.
- Кашищев Л. Г. Петрохимические и геохимические особенности изменения палагонитизированных базальтов в глубоководных условиях.— Океанология, 1975, т. XV, вып. 2.
- Коссовская А. Г., Гущина Е. Б., Дриц В. А., Дмитрик А. Л., Ломова О. С., Серебренникова Н. Д. Минералогия и генезис мезо-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 «Гломар Челленджер».— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 6.
- Коссовская А. Г. Модель пелагического глинообразования. Seventh Conference on Clay Mineralogy and Petrology. Karlovy Vary, 1976.
- Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан.— Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Метьюз Д. Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Муравьев В. И. О глинообразовании в океанических осадках юго-западной части Тихого океана. Литол. и полезн. ископ., 1974, № 4.
- Хворова И. В., Градусов Б. П., Ильинская М. Н. Гиалокласты и некоторые особенности их минерального преобразования.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
- Arrhenius G. O. S. Pelagic sediments.— Sea, 1963, v. 3.
- Bonatti E. Zeolites in Pacific pelagic sediments.— Trans. N. Y. Acad. Sci., Ser. II, 1963.
- Bonatti E. Palagonite, hyaloclastites and alteration of volcanic glass in the ocean.— Bull. volcanol., 1965, XXVIII.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1973, v. XVI.
- Matthews D. H. Altered basalts from Swallow Bank an abyssal hill in the northeast Atlantic and from a nearby seamount.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1971, v. 268.
- Melson W. G. Basaltic glasses from the Deep Sea Drilling Project, chemical characteristics compositions of alteration products and fission track «Ages».— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, No. 11.
- Peterson M. N., Griffin J. J. Volcanism and clay minerals in the southeast Pacific.— J. Marine Res., 1964, v. 22.
- Thompson G. A. Geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water in oceanic igneous rocks.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1973, v. 54, No. 11.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
12.IX.1979

УДК 552.525

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕТАГАЛЛУАЗИТА В КАОЛИНАХ И КАОЛИНИТОВЫХ ГЛИНАХ¹

В. А. БЕРЕЗОВСКАЯ, Г. И. КОВАЛЕВ

Идентификация галлуазита в каолинах и каолинистых глинах и приблизительная оценка его количества очень важны при уточнениях минерального состава этих материалов (Beutelspacher, Van Der Marel, 1961;

¹ Доложено на XI Всесоюзном совещании по изучению и использованию глин и глинистых минералов. Ленинград, 1975 г.

Схема положений первого базального рефлекса на рентгенограммах ($d_{(001)}$ Å)

Материал	Исходное состояние	Обработан ацетатом калия	Отмыт от ацетата калия	Обработан	
				этиленгликолем	глицерином
Каолинит	7,1—7,2	13,8—14,0*	7,1—7,2	7,1—7,2	7,1—7,2
Метагаллуазит	7,2—7,5	13,8—14,0	9,8—10,1	10,7—10,9	11,0—11,2
($d_{(001)}=7$ Å)					
Галлуазит	10,0	13,9—14,0	9,8—10,1	10,8—10,9	11,0—11,2
($d_{(001)}=10$ Å)					

* Такое смещение первого базального рефлекса каолинита находится в зависимости от размера частиц (Wiewiara, Brindley, 1969) и от степени совершенства структуры (Шаркина, 1976) этого минерала.

Brindley, Santos P., Santos H., 1963), а также имеют большое значение в керамическом производстве (Августиник, 1975), так как содержание даже небольших количеств галлуазита (до 10%) в каолиновом сырье может влиять на некоторые его технологические свойства (Чистов и др., 1971).

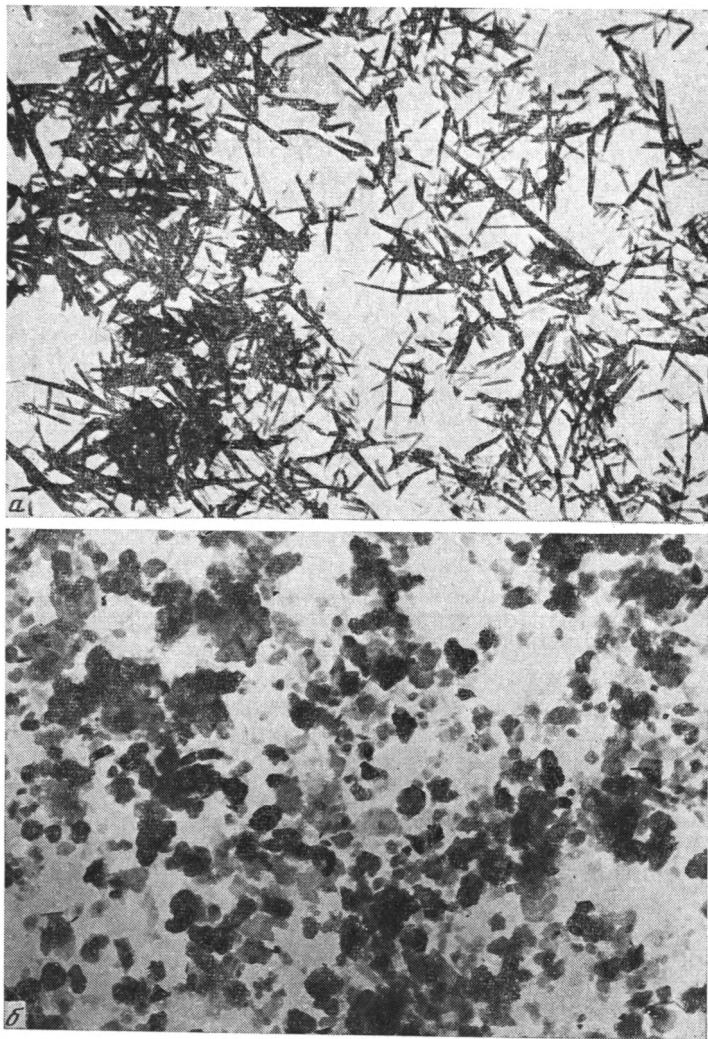
Наиболее распространенным методом идентификации и приблизительной оценки количества галлуазита в глинистых материалах является электронно-микроскопический метод. В качестве критерия для различия между галлуазитом и каолинитом при электронно-микроскопических исследованиях служит форма частиц этих минералов: галлуазит чаще всего имеет вид трубчатых, удлинённых частиц, а каолинит встречается в виде псевдогексагональных пластинок. Однако в ряде случаев диагностика галлуазита этим методом сопряжена с трудностями. Во-первых, электронный микроскоп дает возможность по форме кристаллов различать только каолинит и галлуазит, но различить метагаллуазит (двухводный галлуазит) и гидратированный (четырёхводный) галлуазит, имеющие сходные трубчатобразные кристаллики, очень трудно. Во-вторых, диагностика галлуазита только по удлинённой форме частиц не всегда бывает однозначной, так как каолинит (Santos P. et al., 1965; Campos et al., 1976, и др.) и галлуазит (Лоугнен, Крейг, 1962; Santos P. et al., 1966; Чекин, и др., 1972, и др.) встречаются иногда в природе с не характерной для них формой кристаллов. Кроме того, минералом-примесью с удлинёнными кристалликами в каолинах и глинах может быть не только галлуазит.

Рентгенографический метод диагностики позволяет сравнительно легко различать гидратированную 10-ангстремовую разновидность галлуазита от дегидратированной 7-ангстремовой метагаллуазита. Однако рентгенографическое отличие метагаллуазита от каолинита с несовершенной структурой, а особенно определение метагаллуазита в глинистом материале, содержащем плохо окристаллизованный и структурно несовершенный каолинит, часто представляет значительные трудности из-за сходства их дифракционных картин.

Тем не менее решение этой задачи имеет важное значение, так как в большинстве случаев в каолинах и каолинистых глинах галлуазит встречается в двухводной 7-ангстремовой форме.

В качестве надежного критерия для рентгенографической диагностики каолинита и метагаллуазита может служить различное поведение их после обработки органическими веществами, в частности ацетатом калия — CH_3COOK (Wada, 1961; Miller, Keller, 1963; Fiedler, Unger, 1964; Перлин, 1966; Куковский, 1966; Wiewiara, Brindley, 1969; Borovec, 1975; Шаркина, 1976).

В таблице показан характер изменения положения базального рефлекса (001) этих минералов при обработке ацетатом калия, после отмытки от калиевого ацетата и при обработке отмытого материала эти-

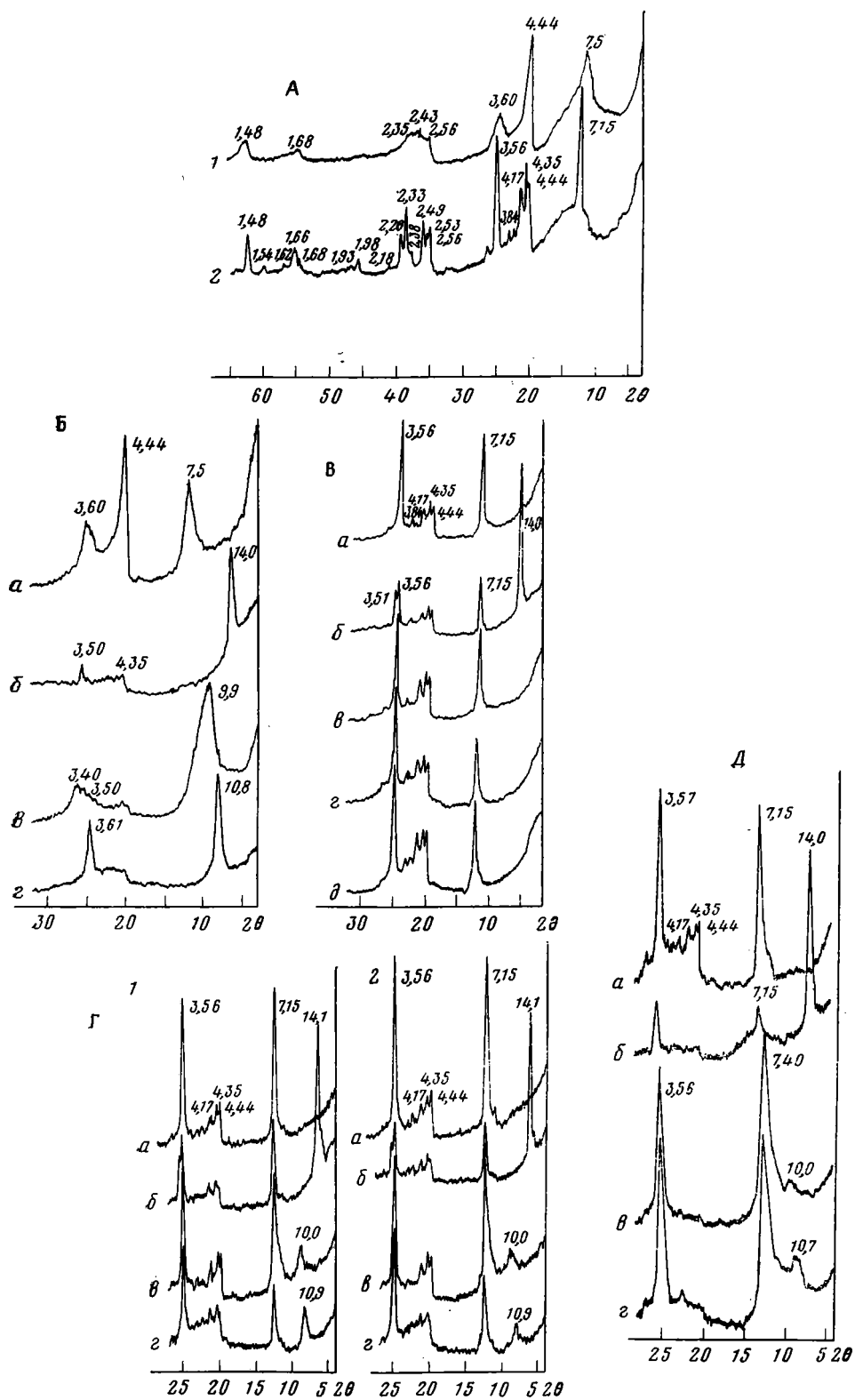


Фиг. 1. Электронно-микроскопические снимки метагаллуазита (а) из минералогической коллекции ГИКИ и каолинита (б) — мономинерального образца каолинита Катомского месторождения. Электронный микроскоп ЭМ-5. Увеличение — $\times 11\,000$

ленгликолем и глицерином. Из таблицы видно, что каолинит и метагаллуазит имеют примерно одинаковое положение рефлексов в исходном состоянии. После обработки ацетатом калия изменения их рефлексов тоже примерно одинаковы. Но после отмывки от ацетата калия рефлекс

Фиг. 2. Дифрактограммы: А — порошковых препаратов (с произвольной ориентацией глинистых частиц) метагаллуазита (1) и каолинита (2) (см. фиг. 1); Б, В и Г — ориентированных препаратов эталонных метагаллуазита (Б), каолинита (В) и их искусственных смесей (Г) (1 — 10+90% и 2 — 5+95% соответственно); Д — тонкой фракции каолина Чалганского месторождения

Условия получения рентгенограмм: дифрактометр «ДРОН-1», излучение $\text{Cu K}\alpha$, напряжение 28 кВ, анодный ток 18 мА, скорость съемки $2^\circ/\text{мин}$. Состояние рентгенографируемых образцов: а — естественное; б — обработан насыщенным раствором ацетата калия; в — отмыт от ацетата калия; г — обработан этиленгликолем; д — обработан глицерином. Слабый рефлекс каолинита с $d=7,15 \text{ \AA}$, регистрируемый на рентгенограммах б этой и последующих фигур, обусловлен, вероятно, наличием в каолинах неразбухающих частичек каолинита очень малой величины



Фиг. 2

каолинита возвращается в прежнее положение, тогда как рефлекс метагаллуазита не возвращается на прежнее место, а занимает новое положение с $d=10 \text{ \AA}$.

Кроме того, обработка отмытых образцов этиленгликолем или глицерином не влияет на положение рефлекса каолинита, но смещает его примерно до $11 \text{ \AA}$ у галлуазита. Различное поведение первого базального рефлекса на рентгенограммах после отмытки образцов от ацетата калия и после сольватации отмытых образцов этиленгликолем (глицерином), как видно из схемы (таблица), и является основным диагностическим признаком при определении каолинита и метагаллуазита рассматриваемым способом.

Изменения, характерные для рефлекса галлуазита (четырехводной его формы), с $d_{(001)}=10 \text{ \AA}$ приведены в таблице для сравнения.

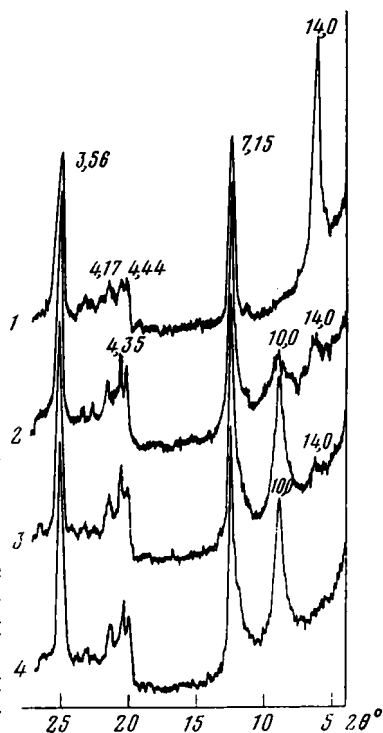
По данным Миллера и Келлера (Miller, Keller, 1963) и Перлина (1966), чувствительность рассматриваемого метода к метагаллуазиту, установленная на искусственных смесях каолинита и метагаллуазита, составляла около 20—25% метагаллуазита. В данной работе в связи с необходимостью уточнения минерального состава некоторых глин и каолинов, применяемых в фарфоровой промышленности, и, в частности, установления наличия в них метагаллуазита, этот метод был усовершенствован с целью повышения его чувствительности. К. Вада (Wada, 1961), затем Д. Миллер и У. Келлер (Miller, Keller, 1963), а позже В. Д. Перлин (1966) производили обработку образцов ацетатом калия путем смешивания порошков обоих материалов и рентгенографировали неориентированные (с произвольной ориентацией частиц) препараты полученных смесей. Такие же неориентированные препараты применялись авторами при рентгенографировании материала, отмытого от ацетата калия, а также обработанного этиленгликолем или глицерином.

Наше усовершенствование метода состояло в следующем. Из исследуемых материалов готовились суспензии в насыщенном водном растворе ацетата калия, которые затем выдерживались двое суток при температуре 60—70°С и при этом периодически тщательно перемешивались. Такой метод обработки ацетатом калия, во-первых, не требовал большого количества глинистого материала для исследования и не требовал дополнительного растирания его, необходимого при смешивании порошков; во-вторых, при работе с суспензиями, а не с порошками, имелась возможность проводить рентгеновские исследования на ориентированных препаратах, приготовленных из суспензий на стеклянных пластинках. Характер смещения рефлексов на рентгенограммах ориентированных препаратов, как показали многочисленные съемки, оставался таким же, как и на рентгенограммах, полученных от произвольно ориентированных порошков; однако чувствительность метода намного повышалась за счет увеличения интенсивности базальных отражений не только каолинита, но и метагаллуазита. Последнее, по-видимому, связано с тем, что метагаллуазит обнаруживает способность текстурироваться в ориентированных препаратах после обработки ацетатом калия вследствие разворачивания его трубчатых кристалликов в пластиночки (Fiedler, Unger, 1964; Borovec, 1975).

Этим усовершенствованным методом нам удавалось отчетливо обнаруживать при съемках на дифрактометре «ДРОН-1» 5 и даже 3% метагаллуазита в искусственных смесях каолинита и метагаллуазита. Такие смеси были приготовлены из мономинеральных эталонных образцов каолинита, в качестве которого был взят каолин Катомского месторождения (Беляева, Энглунд, 1978, проба 501/8), и метагаллуазита, в качестве которого был взят метагаллуазит из минералогической коллекции Керамического института, любезно предоставленный нам Л. Н. Никулиной.

Идентификация каолинита и метагаллуазита в выбранных нами эталонных образцах, а также установление мономинеральности этих образцов производились по данным электронно-микроскопического и рентгеновского методов анализа. Электронно-микроскопические снимки эталонных метагаллуазита и каолинита приведены на фиг. 1. Метагаллуазит (фиг. 1, а) представлен удлиненными игольчатыми или трубчатыми кристалликами, а каолинит (фиг. 1, б) — пластинчатыми кристалликами неправильной формы. Рентгенографирование этих образцов показало, что дифракционные данные слагающих их минералов (фиг. 2, А — кривые 1, 2, Б и В — кривые а) хорошо совпадают со справочными рентгеновскими данными для каолинита (Рентгеновские методы..., 1965; Select. Powd. Diffract. Data..., 1974) и метагаллуазита (Рентгеновские методы..., 1965; Звягин, и др., 1966; Select. Powd..., 1974), кроме того, изменения в положении первого базального рефлекса эталонных метагаллуазита (см. фиг. 2, Б — кривые б—г) и каолинита (см. фиг. 2, 3, кривые б—д) после всех указанных в таблице обработок точно соответствуют изменениям, характерным для рассматриваемых минералов. На фиг. 2, г приведены рентгенограммы двух искусственных смесей, приготовленных из: 1) 90% каолинита и 10% метагаллуазита и 2) 95% каолинита и 5% метагаллуазита. Из приведенных дифракционных кривых видно, что первый базальный рефлекс метагаллуазита, сместившийся до 10 Å после отмычки от ацетата калия и до 10,9 Å — после обработки этиленгликолем, отчетливо регистрируется на рентгенограммах как первой, так и второй смеси. Следует отметить, что при рентгенографировании образцов, обработанных водным раствором ацетата калия, а также отмытых от него, необходимо соблюдать одно очень существенное условие: сохранять во влажном состоянии ориентированные препараты в процессе съемки, а также до обработки их этиленгликолем (глицерином). Это условие необходимо соблюдать для того, чтобы, во-первых, молекулы соли, находящиеся на внешней поверхности кристалликов каолинита, были растворены в воде и давали рентгеноаморфную картину (Шаркина, 1976) и, во-вторых, чтобы не имело места смещение появляющегося после отмычки материала от ацетата калия рефлекса метагаллуазита от 10 до 7,5 Å вследствие высыхания препаратов. 10-ангстремовое состояние для некоторых метагаллуазитов, как отмечают Г. Фидлер и Х. Унгер (Fiedler, Unger, 1964), нестабильно, поэтому такие метагаллуазиты даже при кратковременном пребывании их на воздухе в высушенном виде превращаются в 7-ангстремовые.

Применение водных растворов ацетата калия для обработки испытуемых проб дает возможность не только работать с малым количеством образца и повысить чувствительность метода, но также позволяет



Фиг. 3. Дифракционные кривые искусственной смеси каолинита и метагаллуазита, демонстрирующие характер изменения интенсивности рефлексов с $d=14,0$; $7,15$ и $10,0$ Å в процессе постепенного отмыкания этой смеси от ацетата калия 1, 2, 3 и 4 — состояние образца после первого, второго, третьего и четвертого отмиываний соответственно

в широких пределах плавно менять концентрацию ацетата калия в растворе. А это в свою очередь дает возможность проследить за характером изменения положений первого базального рефлекса как при постепенном насыщении раствора ацетатом калия, так и при постепенной отмывке образцов от этого соединения.

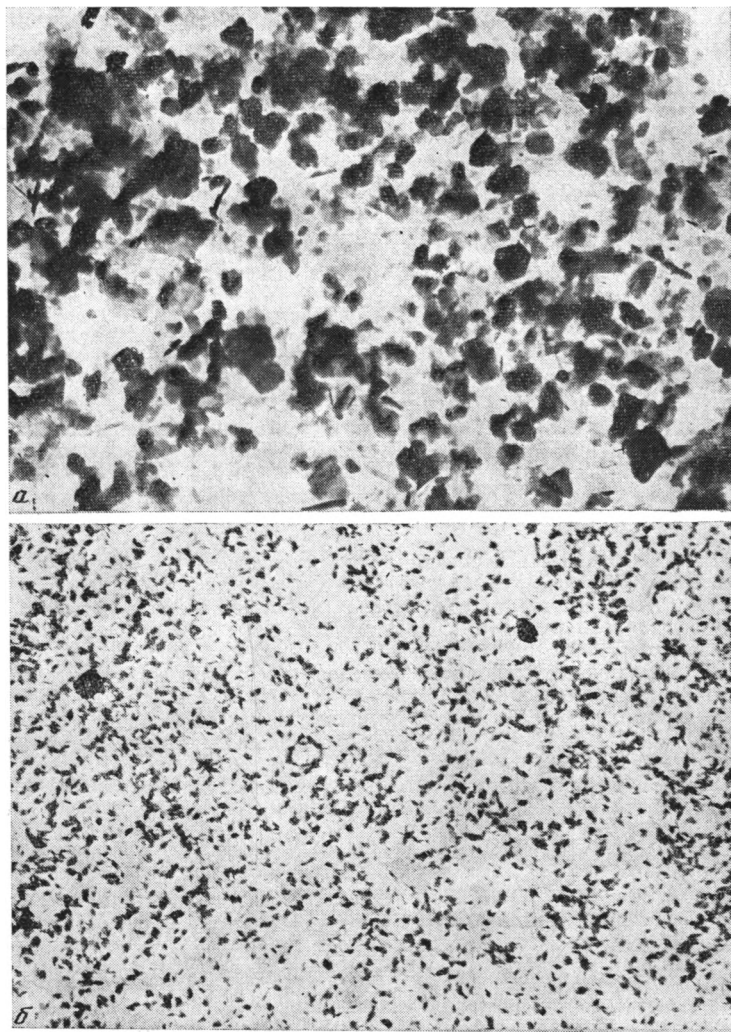
При постепенном насыщении раствора ацетатом калия не наблюдается постепенного смещения 7-ангстремового рефлекса каолинита и метагаллуазита в сторону меньших углов отражения, а имеет место постепенное уменьшение интенсивности этого рефлекса и постепенное увеличение интенсивности появившегося рефлекса с $d=14\text{Å}$. При отмывке образцов от ацетата калия происходит обратное явление, что показано на фиг. 3. Как видно из дифрактограмм одного и того же образца искусственной смеси из 80% каолинита и 20% метагаллуазита, при уменьшении концентрации ацетата калия в растворе, которым обработан образец, сначала возрастает 7-ангстремовый рефлекс каолинита с $d=7,15\text{Å}$ (дифрактометрические кривые 1 и 2), а затем появляется и начинает возрастать 10-ангстремовый рефлекс галлуазита (дифрактометрические кривые 2, 3 и 4). 14-ангстремовый рефлекс, регистрируемый от органоминерального комплекса, при этом постепенно исчезает (кривые 1—4).

Полученные результаты свидетельствуют о том, что разбухание пакетов каолинита и метагаллуазита до 14Å , а затем последующее их сжатие до 7 и 10Å соответственно происходит не постепенно, а спонтанно. Изменение интенсивности этих рефлексов связано лишь с изменением количества пакетов, подвергшихся разбуханию или соответственно сжатию.

Рассмотренный метод идентификации каолинита и метагаллуазита был проверен нами также на искусственных смесях: 1) 90% метагаллуазита + 10% каолинита и 2) 95% метагаллуазита + 5% каолинита. Оказалось, что этот метод позволяет обнаруживать не только небольшие количества метагаллуазита в каолинах, но также малые количества каолинита в двухводных 7-ангстремовых галлуазитах. В случае этих смесей 7-ангстремовый рефлекс метагаллуазита исчезает полностью на рентгенограммах после обработки ацетатом калия и не возвращается в исходное положение при последующей отмывке образцов, тогда как рефлекс каолинита после обработки либо остается на месте, если структура каолинита весьма несовершенна (Шаркина, 1976), или каолинит очень тонкодисперсен (Wiewioga, Brindley, 1969), либо занимает новое положение с $d=14\text{Å}$, но затем при последующей отмывке возвращается в первоначальное положение.

Разработанная методика была применена для исследования каолиновых глин нового месторождения «Катом» Иркутской области, которое предназначается для использования в фарфоро-фаянсовой промышленности (Беляева, Энглунд, 1978). На фиг. 4, а видно, что под электронным микроскопом в отдельных пробах этой глины, как, например, в пробе 501/13, обнаруживаются галлуазитоподобные удлиненные образования. По рентгеновским данным четырехводный галлуазит, определяемый по 10-ангстремовому рефлексу, в этих пробах не обнаруживается. Не обнаружен в них также и метагаллуазит изложенным выше методом. Можно предположить, что в исследуемых глинах либо галлуазита содержится очень мало (меньше предела чувствительности данной методики), либо эти удлиненные образования не являются галлуазитовыми.

Методика обнаружения метагаллуазита в каолинах была применена также при исследовании тонкой фракции каолина Чалганского месторождения, полученной с помощью системы гидроциклонов. На электронно-микроскопических снимках этой фракции каолина видны очень мелкие образования, форму которых даже трудно определить (фиг. 4, б).



Фиг. 4. Электронно-микроскопический снимок каолиновой глины Катомского месторождения (а) и тонкой фракции каолина Чалганского месторождения (б)

Рентгеновским методом были найдены следующие особенности изменения положения рефлекса 001 на образцах каолина, вначале обработанных, а затем отмытых от ацетата калия (см. фиг. 2, Д — дифрактометрические кривые а—г):

1) Рефлекс каолинита, сместившийся до 14 Å, не возвращается в первоначальное положение (7,15 Å), а занимает новое положение 7,4 Å, что, по-видимому, связано с тем, что структура рассматриваемого каолинита, заметно неупорядоченная в исходном состоянии (индекс кристалличности по Хинкли=0,6), в результате обработки ацетатом калия (даже после тщательной отмывки) становится еще более разупорядоченный и частично разбухшей вдоль оси С.

2) Наблюдается слабый и диффузный рефлекс с $d=10,0$ Å (кривая в), характерный для метагаллуазита. После гликоляции этот 10-ангстремовый рефлекс смещается в сторону малых углов отражения до значения d , равного 10,7 Å (см. фиг. 2, Д — кривая г). На основании выявленных особенностей можно сделать вывод, что исследованная

фракция чалганского каолина представлена преимущественно очень тонкодисперсным каолинитом, способным хорошо разбухать при насыщении ацетатом калия, кроме того, в этой фракции содержится незначительное количество метагаллуазита.

В заключение отметим, что разработанная рентгеновская методика определения не только весьма чувствительна к содержанию метагаллуазита в каолинах, а также каолинита в галлуазитах, но и сравнительно проста и доступна для идентификации этих минералов в их природных смесях, а в сочетании с методом электронной микроскопии, по-видимому, может быть использована для приближенных оценок их содержания в глинистых сырьевых материалах.

ЛИТЕРАТУРА

Августиник А. И. Керамика, Л., «Стройиздат», 1975.

Беляева Л. И., Энглунд А. Э. Глины Катомского месторождения как сырье для фарфоро-фаянсовой промышленности.— В кн.: Сборник научных трудов керамического института, Л., 1978.

Звягин Б. Б., Берхин С. И., Горшков А. И. Структурные особенности галлуазита по данным дифракции рентгеновских лучей и электронов.— Рентгенография минерального сырья, 1966.

Куковский Е. Г. Особенности строения и физико-химические свойства глинистых минералов. Киев, «Наукова думка», 1966.

Лоугнен Ф. К., Крейг Д. К. Месторождение полностью гидратированного галлуазита около Масуэллбрука в Новом Южном Уэльсе.— В сб.: Вопросы минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит., 1962.

Перлин В. Д. Методика рентгеновского определения галлуазита.— Рентгенография минерального сырья, 1966.

Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965.

Чекин С. С., Самогин Н. Д., Финько В. И. Образование галлуазита при выветривании олигоклаза.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1972, № 11.

Чистов Ю. Г., Гольдберг И. А., Ютина А. С., Ракина В. П., Пирогов А. А. Исследование реологических свойств пенокаолиновых масс.— Тр. Всес. Ин-та огнеупоров, 1971, вып. 42.

Шаркина Э. В. Строение и свойства органоминеральных соединений. Киев, «Наукова думка», 1976.

Beutelspacher H., Van der Marel H. W. Kennzeichen zur Identifizierung von Kaolinit, «Fireclay» — Mineral und Halloysite, ihre Verbreitung und Bildung.— Tonindustr. Zeit., 1961, 85, No. 22, 24.

Borovec Z. Formation of interlayer complexes in kaolinite and metahalloysite by treatment with potassium acetate and ethylene glycol.— Sixth Conference on Clay Mineralogy and Petrology. Praha, 1975.

Brindley G. W., Santos P. de S., Santos H. de S. Mineralogical studies of kaolinite-halloysite clays: Part I. Identification Problems.— Amer. Mineralogist, 1963, v. 48, No. 7—8.

Campos T. W., Santos H. de S., Santos P. de S. Mullite development from fibrous kaolin mineral.— J. Amer. Ceram. Soc., 1976, v. 79, No. 7—8.

Fiedler G., Unger H. Ein verbesserter Nachweis von (Meta) Halloysit neben Kaolinit.— Silikattechnik, 1964, H. 3.

Miller D., Keller W. D. Differentiation between endellite — halloysite and kaolinite by treatment with potassium acetate and ethylene glycol.— Clays and Clay Minerals, 1963, v. 12.

Santos P. de S., Brindley G. W., Santos H. de S. Mineralogical studies of kaolinite — halloysite clays: Part III. A fibrous kaolin mineral from Piedade, Sao Paulo, Brazil.— Amer. Mineralogist, 1965, v. 50, No. 5—6.

Santos P. de S., Santos H. de S., Brindley G. W. Mineralogical studies of kaolinite — halloysite clays: Part IV. A play mineral with structural swelling and shrinking characteristics.— Amer. Mineralogist, 1966, v. 51, No. 11—12.

Select. P. owd. Diffract. Data for Miner., Publ. M 1—23, USA, 1974.

Wada K. Lattice expansion of kaolinminerals by treatment with potassium acetate.— Amer. Mineralogist, 1961, v. 46, No. 1—2.

Wiewiara A., Brindley G. W. Potassium acetate intercalation in kaolinite and its removal; effect of material characteristics.— Proc. Intern. Clay Conf., 1969, v. 1.

ХРОНИКА

УДК 552.5+550.4

XI ВСЕСОЮЗНОЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ «ЛИТОЛОГИЯ НА НОВОМ ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗНАНИЙ»

П. П. ТИМОФЕЕВ, В. Н. ХОЛОДОВ, В. В. ЕРЕМЕЕВ

XI Всесоюзное литологическое совещание состоялось 16—19 апреля 1979 г. в Москве и было посвящено проблеме «Литология на новом этапе развития геологических знаний». Организатором совещания был Межведомственный литологический комитет АН СССР.

В совещании приняли участие свыше 500 человек, в том числе 156 представителей 86 организаций в 33 городах СССР.

Совещание подвело итоги развития литологической науки в СССР, обсудило ряд важных и новых проблем литологии и наметило пути дальнейших исследований. XI Всесоюзное литологическое совещание было создано в тот период, когда геологическая наука вступила в новый этап своего развития. Больших успехов достигли в последние годы стратиграфия, геотектоника и литология, исследовавшие строение дна и осадков Мирового океана и создавшие ряд новых генетических гипотез его формирования. Не менее важной стороной современных геологических исследований явилось усиленное внимание к проблемам докембрия на континентальных блоках земной коры. Стратиграфические, тектонические и геохимические аспекты исследований древнейших отложений приобрели большой теоретический интерес.

В связи с этим следует подчеркнуть, что, вступая в качественно новый этап своего развития, подойдя к созданию глобальной и всеобъемлющей теории, литологическая наука, так же как и другие отрасли геологии, особое внимание уделяет познанию современных и древних осадков морей и океанов, а также изучению литологии и геохимии древнейших отложений Земли. В конечном счете разработка этих литологических проблем позволяет на новом уровне подойти к созданию литологической теории эволюции Земли в целом.

В последние годы в литологии особенно большое развитие получило **генетическое направление**, благодаря чему наука эта поднялась на новую, более высокую ступень. Характерно также, что на новом этапе своего развития литология сосредоточивает внимание на изучении крупномасштабных объектов, таких, как отдельные бассейны осадконакопления или региональные области питания. В целях дальнейшего развития теории осадочного процесса особое значение приобретает проблема глобальной корреляции геологических процессов в различных областях Земли: 1) на континентах, 2) в океанах, 3) между континентами и океанами. По-прежнему большое внимание уделяется изучению осадочных полезных ископаемых, таких, как нефть, уголь, железные и марганцевые руды, бокситы, сера, фосфориты, скопления редких и радиоактивных металлов, «стратиформные» залежи Cu—Pb—Zn. Систематические геохимико-петрографические исследования органического вещества приобретают при этом не только теоретическое, но и практическое значение.

XI Всесоюзное литологическое совещание заслушало 21 доклад, посвященный основным проблемам современной литологии, составу и геохимии океанических отложений, условиям формирования кор выветривания, проблемам генезиса различных осадочных месторождений марганца, нефти, серы, бокситов, фосфоритов, «черных» металоносных сланцев, редких металлов, обсудило проблему необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли, проблему петрографии и геохимии органического вещества и различные организационные вопросы. В прениях по докладам выступило 50 человек.

Совещание открыл председатель Межведомственного литологического комитета, чл.-кор. АН СССР профессор *П. П. Тимофеев*. С приветствиями от Миннефтепрома выступил профессор *С. Г. Саркисян*, от Мингазпрома — профессор *И. П. Жабрев*.

Большой доклад на тему «Осадочные отложения в докембрийской истории Земли: типы пород, обстановка осадконакопления, метаморфизм и формирование континентальной коры» сделал вице-президент АН СССР акад. *А. В. Сидоренко*.

Докладчик подвел итоги исследований в области литологии и осадочной геологии докембрия за 15 лет и показал, что конечной целью исследования является познание породо- и рудообразования в докембрии. Методической основой этого направления является всесторонний системный подход к познанию древнейших седиментогенных образований, основанный на едином историко-геологическом принципе исследований докембрийских и более поздних отложений, на сходстве эволюционного развития процессов на всех этапах геологической истории земли.

А. В. Сидоренко отметил, что докембрий — это не только наиболее продолжительный, но и принципиально важный отрезок геологической истории, когда совершился переход от протопланетной стадии к стадии развития самой планеты, была сформирована большая часть коры континентов и подготовлены условия для фанерозойского этапа.

Общие положения литологической науки и задачи Межведомственного литологического комитета охарактеризовал чл.-кор. АН СССР *П. П. Тимофеев* в докладе «Основные проблемы современной литологии». Особое значение докладчик уделил развитию учения об осадочных геологических формациях, литологическому исследованию крупномасштабных объектов, таких, как седиментационные бассейны осадконакопления и бассейны породообразования. В качестве важной задачи дальнейших исследований *П. П. Тимофеев* отметил необходимость выяснения закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых и подчеркнул значение комплексных литологических исследований в познании механизма их образования. Одной из основных задач советских литологов и геохимиков, и прежде всего Межведомственного литологического комитета, отметил в докладе *П. П. Тимофеев*, является разработка важнейших научных проблем и задач на ближайшие 15—20 лет. Значительную часть деятельности Комитета следует направить на обстоятельное обсуждение полученных результатов по главным проблемам и разработку по ним практических рекомендаций. Не менее важной и ответственной задачей является разработка комплексных планов, а также плановых коллективных межведомственных исследований, программ, обобщающих итоги работ и монографий.

В докладе *А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и И. С. Симоновича* «Типы эпигенетической зональности различных структурных зон континентов и океанов» была нарисована общая картина распределения вторичных изменений в различных частях нашей планеты. На континентальном блоке авторы выделили три типа регионального эпигенеза. Первый характерен для областей с корой континентального типа, второй — для окраинных зон континентов с высокими значениями теплового поля, третий — для активных окраин континентов с аномально-высокими давлениями. Им противопоставляется модель океанического эпигенеза, важнейшие преобразования которого сводятся к переработке континентальной коры в океаническую.

В докладе чл.-кор. АН СССР *А. П. Лисицина* «Осадкообразование и тектоника океана» утверждалось определяющее влияние тектоники плит на формирование осадков в морях и океанах. В Тихом океане автор установил теснейшую зависимость между тектоническими движениями в зоне субдукции и распространением прослоев вулканического пепла. В своем докладе *А. П. Лисицин* утверждал, что латеральная фациальная зональность океанических отложений теснейшим образом связана с конвективными движениями базальтового ложа, и только раздвижение океанов в состоянии объяснить смену различных фациальных типов океанических осадков по вертикали.

В докладе *М. В. Иванова и А. Ю. Леин* «Вклад биогеохимических исследований осадков и пород в решение задач современной литологии» была обоснована важная роль живого вещества в процессе миграции, рассеяния и концентрации в осадочном процессе. Приведены данные комплексной характеристики некоторых биохимических процессов, протекающих в анаэробных условиях зоны диагенеза и связанных с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих и метанообразующих бактерий. Микробиологические исследования современных осадков Тихого и Индийского океанов позволяют утверждать, что анаэробная микрофлора обнаруживается в плаще илов по крайней мере до глубины 10—12 м.

В докладе чл.-кор. АН СССР *А. Б. Ронова*, чл.-кор. АН СССР *В. Е. Хаина, А. Н. Балуховского и К. Б. Сеславинского* «Периодичность и количественный баланс осадконакопления в платформенных и геосинклинальных бассейнах континентов в недгее» был подведен итог применения объемного метода к оценке поведения химических элементов в геологической истории континентов платформ. Были показаны геохимические различия в развитии материков двух блоков Лавразии и Гондваны и охарактеризованы геохимические особенности развития платформ и геосинклиналей. Авторы показали, что в истории осадочной оболочки континентов четко различаются периодически повторяющиеся и направленные во времени необратимые изменения. К последним относится закономерный рост площади платформы за счет отмирающей геосинклинальной эволюции петрографического и геохимического состава областей эрозии континентов и направленное развитие вулканических явлений.

В докладе *В. Н. Холодова* «Типы питающих провинций, их эволюция и влияние на состав осадков и осадочных пород» утверждалось, что геохимический состав водо-

сборных площадей на континентальном блоке неоднократно менялся во времени; это в свою очередь вызвало изменение всего хода осадочного породообразования и возникновение крупных металлоносных эпох. На основе анализа осадочной металлогении были выделены четыре крупных этапа развития питающих провинций в истории Земли. Наиболее древний этап, соответствующий катархею и архею, характеризуется широким распространением основных эффузивных и эффузивно-осадочных образований в составе питающих областей. Средний этап отвечает эпохе гранитизации, когда в составе питающих провинций преобладали кислые породы. Верхний докембрий отвечает периоду, когда были уже сформированы древние щиты, в краевых частях которых концентрировались габбро-анортзитовые поля с их характерной металлогенией, т. е. с развитием месторождений Р, Ti, V, Р, Fe и других металлов. Осадочная металлогенетическая эпоха венда и кембрия, во время которой в больших количествах отлагались осадки, обогащенные рудными компонентами, явилась отражением верхнедокембрийского магматического рудогенеза. Четвертый этап характеризуется широким развитием осадочных пород в области сноса; он соответствует всему фанерозою, на протяжении которого рудные процессы отчетливо идут на убыль.

В докладе *Н. А. Еременко, С. Г. Саркисяна, Н. В. Крылова, М. В. Коржа, И. Д. Зхуса и Н. А. Минского* «Условия формирования нефтегазоносных осадочных бассейнов» было показано, что в формировании промышленных месторождений нефти ведущую роль играют преобразования, которые испытывают глинистые и карбонатные минералы по мере их погружения в зону стратисферы. Трансформация разбухающих компонентов глины в неразбухающие монтмориллонит-гидрослюдистые образования приводит к удалению части органического вещества из глинистых толщ и к аккумуляции углеводородов. Существование на больших глубинах зоны неустойчивых карбонатов приводит к увеличению пористости карбонатных пород на больших глубинах и создает благоприятные предпосылки для формирования нефтегазоносных залежей. В результате оказывается, что основное количество запасов нефти приходится на интервал 1—2,5 км.

В докладе *Ю. К. Бурлина, О. К. Баженовой, Е. Е. Корнюшиной и Л. И. Конюхова* «Кайнозойский и современный литогенез в осадочных бассейнах Тихоокеанского тектонического пояса» были охарактеризованы фациальные особенности современных осадков, формирующихся в разных частях Тихого океана. Детально рассмотрено влияние климата, гидродинамики вод и тектонического строения бассейнов на особенности осадконакопления, проведена аналогия между современным и кайнозойским осадконакоплением и приведены некоторые черты океанского эпигенеза.

В докладе чл.-кор. АН СССР *П. П. Тимофеева, Л. И. Боголюбовой и Св. А. Сидоренко* «Литологический аспект в исследованиях органического вещества» сделана попытка связать между собой физико-химические особенности органического вещества и литолого-фациальные особенности вмещающих их пород. Было показано, что структура органического вещества, концентрирующегося в углях и угольных пластах, является надежным индикатором палеогеографических и палеотектонических условий осадкообразования в областях торфонакопления. Авторами было доказано, что в некоторых случаях литолого-фациальный тип накопления органического вещества может быть ошибочно связан с определенной стадией углефикации. Следовательно, при рассмотрении степени катагенетических преобразований органического вещества всегда следует учитывать его фациальную принадлежность. Авторами были рассмотрены различные случаи диагенетических преобразований глинистых минералов в присутствии органического вещества. Установлено, что глинистое вещество замедляет процессы преобразования органики в диагенезе, а особенности состава органики определяют направленность и специфику диагенетического преобразования органического вещества. Таким образом, фациальные обстановки являются теми жесткими условиями, которые определяют весь ход вторичного преобразования органики и глинистых минералов на поздних стадиях осадочного процесса.

В докладе *Д. Г. Сапожникова, И. В. Витовской, А. П. Никитиной, Ю. Ю. Бугельского, А. Д. Слукина, Б. А. Богатырева, Ж. В. Домбровской и В. М. Новикова* «Коры выветривания и осадочные формации» были охарактеризованы различные типы кор выветривания, условия их образования и рассмотрена их генетическая связь с формированием рудных месторождений (бобово-обломочные бокситы, железные руды, россыпи и фосфаты). Для территории СССР выделены провинции и эпохи формирования кор выветривания и описана различная периодичность их образования.

Процессам выветривания и формированию месторождений бокситов был посвящен доклад *Б. М. Михайлова и В. А. Тенякова*. Авторы выступили с критикой гипотезы гидротермального происхождения кор выветривания и бокситов. Они показали, что формирование бокситов и латеритов теснейшим образом связано с гипергенными факторами и в первую очередь с парциальным давлением углекислоты и отношением $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ в поровых растворах. В заключение авторы обосновали представление о прерывисто-прогрессивном возрастании процессов бокситообразования в истории Земли.

Особенностям осадконакопления в основных марганцеворудных бассейнах СССР был посвящен доклад *Е. А. Соколовой, А. И. Рожнова, Г. А. Мочабели и Н. Г. Хамхадзе* «Особенности осадконакопления в основных марганцеворудных бассейнах СССР». Авторы описали особенности строения основных марганцеворудных бассейнов

СССР и детально остановились на характеристике раннегеосинклинальных бассейнов, таких, как Удско-Шантарский район Дальнего Востока, Магнитогорский синклинорий Урала и Атасуйский район Казахстана. Кроме того, авторы привели новейшие данные, характеризующие условия рудообразования в олигоценных отложениях юга СССР.

В докладе чл.-кор. АН СССР Н. Б. Вассоевича, акад. АН УзССР А. М. Акрам-ходжаева, Ю. К. Бурлина, Д. И. Дробота, И. П. Жабрева, И. Д. Зхуса, М. К. Калинин, А. А. Карцева, Г. Э. Канторовича, И. Д. Полякова, Н. В. Лопатина, С. Г. Неручева, Л. А. Польстера, Г. Э. Прозоровича, А. Е. Рогозина, С. Г. Саркисяна и А. С. Фомичева «Нефтематеринские породы» был сделан обзор современных представлений о нефтематеринских породах и показано, что проблема нефтематеринских отложений является частью более общей проблемы генезиса нефти. Авторами были изложены основные положения органической теории нефтегазообразования и рассмотрена их связь с развитием осадочного процесса в бассейнах осадкообразования и осадочно-породных бассейнах.

Задачам изучения литологии нефтеносных ловушек был посвящен доклад Г. А. Каледы, Н. Н. Бакуна, И. Г. Гасановой, В. А. Горошко, Э. Д. Котельниковой, О. А. Лоцман, М. В. Михайловой и А. И. Шибалина.

В докладе А. С. Соколова были рассмотрены геологические закономерности образования и размещения месторождений серы и ее соотношения с сернистыми углеводородами. Было показано, что месторождения самородной серы формируются в тесной связи с карбонатно-сульфатными комплексами галогенных формаций в зонах сочленения тектонических поднятий и прогибов, причем особенно характерна постоянная приуроченность сернорудных полей к антиклинальным, купольным и другим положительным формам тектонических структур. Формирование залежей серы происходило в зоне смещения глубинных хлоридных рассолов (нефтяные воды) с сульфатными водами в непосредственной близости от залежей углеводородов — сернистых нефтей и углеводородсодержащих горючих газов. Наряду с экзогенными и инфильтрационными месторождениями серы известны вулканогенные накопления, особенно типичные для областей молодого вулканизма.

Доклад Е. М. Шмариовича, А. К. Лисицина и Е. А. Головина «Современное состояние и основные проблемы теории эпигенетического уранового рудообразования в осадочных породах» содержал анализ генезиса эпигенетических месторождений редких металлов в осадочных породах. Авторы показали, что в настоящее время среди урановых месторождений инфильтрационного генезиса обозначились две группы, различающиеся совокупностью минералого-геохимических, морфологических и иных признаков: 1) оруденение, контролирующееся зональностью окисления пород рудоносных горизонтов, для которого инфильтрационный, экзогенный генезис может считаться общепризнанным, и 2) оруденение спорного генезиса, характеризующееся развитием наложенных восстановительных преобразований пород. Авторы осветили теоретические расхождения, существующие по поводу условий формирования урановых месторождений второй группы, и призвали к дальнейшему их детальному исследованию.

В докладе Св. А. Сидоренко и Н. А. Созинова «Типы углеводородсодержащих формаций и их рудоносность» авторы показали, что накопление высокоуглеродистых осадков происходит главным образом в области подвижных окраин материков с пассивным и активным тектоническим режимом. В зависимости от первичного состава и геотектонического положения выделяются четыре формационных типа: терригенно-углеродистые, кремнисто-, карбонатно- и вулканогенно-углеродистые формации. При этом с терригенно-углеродистыми формациями связаны месторождения меди, золота, марганца, фосфора. Для кремнисто-углеродистых формаций характерны ассоциации с месторождениями ванадия, вольфрама, урана и золота. К карбонатно-углеродистым формациям приурочены месторождения полиметаллических руд, фосфоритов, шунгитов, графитов, а к вулканогенно-углеродистым — золота, урана, вольфрама, марганца и серного колчедана.

В докладе В. З. Блисковского, Н. А. Красильниковой, А. С. Соколова и А. М. Тушиной «Минералого-геохимические и литологические закономерности формирования фосфоритов» приводились доказательства значительной роли эпигенетических и катагенетических процессов в формировании минерального и химического состава фосфоритов. Влиянием этих процессов и объясняются существующие различия между фосфоритами различных генетических типов.

В докладе А. В. Щербакова и В. И. Дворова «Энергетика и гидрогеохимия осадочного процесса» были рассмотрены проблемы комплексного изучения энергетики и гидрогеохимии осадочного процесса.

Доклад Г. Ф. Крашенинникова, В. С. Князева, Б. К. Прошлякова и С. В. Тихомирова был посвящен подготовке литологов в высшей школе. Авторы показали, что литология имеет огромную область практического применения и принадлежит к числу активно развивающихся в настоящее время направлений геологии. В то же время приходится констатировать, что подготовка кадров осуществляется неудовлетворительно. Ни в одном вузе страны нет специализации «Литология», совершенно недостаточно кафедр литологии в университетах и институтах, количества учебных часов для усвоения литологического материала явно не хватает. Докладчики призвали ликвидировать эти недостатки и обратить пристальное внимание на дальнейшую подготовку высококвалифицированных специалистов в области литологии.

XI Всесоюзное литологическое совещание постановило:

1. В связи с новыми открытиями и успехами в развитии геологии, принципиально меняющими ряд укоренившихся научных представлений, считать своевременной и методически правильной инициативу Межведомственного литологического комитета — посвятить XI Всесоюзное литологическое совещание обсуждению задач литологической науки на новом этапе развития геологических знаний.

2. Отметить значительные успехи, которых добилась советская литология в решении ряда важнейших теоретических проблем, и в первую очередь в познании литологии и геохимии современных осадков морей и океанов, литологии докембрия, литологии кор выветривания и связанных с ними полезных ископаемых, литологии и геохимии органического вещества, углеродсодержащих нефтеносных и угленосных отложений. Подчеркнуть, что в последнее время существенно усилилась разработка представлений о генезисе различных осадочных вулканогенно-осадочных и осадочно-гидротермальных полезных ископаемых, таких, как железомарганцевые руды, угли, бокситы, фосфориты, сера, редкие металлы и др.

Возрос объем знаний относительно геохимии осадочных пород и руд, причем геохимия осадочных толщ вступила в своем развитии в новую фациально-литологическую и количественную стадию.

Усилилось внимание к проблемам эволюции осадочных процессов в истории Земли.

3. Констатируя явные признаки научного прогресса в области литологии и геохимии, Совещание наряду с этим считает правильным отметить необходимость более широкого использования достижений теоретической науки в решении практических задач, в том числе при проведении прогнозных, поисковых и геологоразведочных работ на различные виды осадочных полезных ископаемых.

Пристального внимания к себе требует проблема эволюции осадочного породо- и рудообразования в истории Земли; ей следует посвящать специальное обсуждение на очередном литологическом совещании.

В последнее время выяснилось также большое значение формационного анализа как в построении дальнейшей теории литологического процесса, так и в чисто практическом аспекте — при поисках и разведке осадочных полезных ископаемых. В связи с этим Совещание считает необходимым усилить разработку представлений об осадочных формациях и ряд ближайших семинаров и совещаний посвятить этой проблеме.

Обратить внимание литологов на большое влияние состава питающих провинций и кор выветривания, которое они оказывают на отложение осадков и металлов — при образовании экзогенных руд месторождений.

Подчеркнуть важность расширения работ, направленных на углубление познания вещественного состава осадочных пород и руд (органическая геохимия, изотопный анализ, минералогия с применением тонких физических методов и др.).

Рекомендовать всемерно усилить значение комплексных, всесторонних исследований литологических объектов (договоры, содружество и другие формы) и отметить, что в достижении дальнейшего прогресса в литологии именно комплексные работы должны играть первостепенную роль.

4. Составить развернутую программу дальнейших литологических исследований в СССР, в основу построения которой положить доклады, заслушанные на XI литологическом совещании.

5. Рассмотреть вопрос о необходимости создания новых палеогеографических карт СССР разного масштаба и организации работ секции палеогеографии в рамках Межведомственного литологического комитета.

6. Рассмотреть вопрос об организации секции периодичности и ритмичности осадочных отложений при Межведомственном литологическом комитете.

7. Для более глубокой и оперативной разработки важнейших проблем целесообразно создать при Межведомственном литологическом комитете рабочие группы по литологической терминологии, по унификации методов визуального и лабораторного изучения осадочных пород, по классификации осадочных пород, по генетической классификации органического вещества.

8. Считать необходимым организовать ряд внеочередных совещаний, семинаров и симпозиумов, посвященных актуальным теоретическим и практическим проблемам советской литологии.

9. Усилить участие литологов в организации международных исследований, в том числе по линии ЮНЕСКО, Международного союза геологических наук (МСГН) и СЭВ, в работе по программе «Глобальная корреляция геологических процессов и явлений», в деятельности Международного седиментологического комитета.

10. В связи с необходимостью широкого развития научно-исследовательских литологических работ, а также для выполнения крупномасштабной литологической съемки масштаба 1:50 000 считать обязательным улучшение подготовки специалистов-литологов в ряде вузов страны. Для повышения квалификации литологов и увеличения их числа организовать в ряде университетов нашей страны кафедры литологии и петрографии осадочных пород. Войти с ходатайством в МинВУЗ СССР об организации специализации «Литология» в ведущих нефтяных и геологоразведочных вузах, и в первую очередь в МИНХиГП, МГРИ им. Орджоникидзе, МГУ и других институтах и университетах.

11. В целях оказания помощи министерствам и ведомствам по проведению крупномасштабной геологической съемки начать переработку и переиздание книги «Методы изучения осадочных пород» 1962 г. издания.

12. Опубликовать труды XI Всесоюзного литологического совещания в издательстве «Наука»; просить РИСО включить сборник в план редподготовки 1980 г.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
3.X.1979.

УДК 553.2

ПЯТЫЙ СИМПОЗИУМ МЕЖДУНАРОДНОЙ АССОЦИАЦИИ ПО ГЕНЕЗИСУ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (ИАГОД)

Б. М. МИХАЙЛОВ

13—25 августа 1978 г. в США проходил пятый симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений. В работе симпозиума принимала участие советская делегация в составе 21 представителя различных геологических организаций АН СССР и Мингео СССР. ИАГОД является активно действующей организацией геологов-рудников, традиционно занимающихся проблемами эндогенного рудообразования. Наметившаяся за последние годы тенденция к резкому возрастанию интереса геологов-рудников к процессам экзогенного рудообразования отразилась и на программе работ V симпозиума. В докладах на симпозиуме широко освещались проблемы генезиса стратиформных месторождений различных металлов, работала комиссия по марганцу, многие докладчики касались проблем генезиса океанических рудных осадков.

На заключительном заседании единогласно было принято предложение, внесенное вице-президентом ИАГОД А. Д. Шегловым от имени советской делегации, провести следующий VI симпозиум ИАГОД в Советском Союзе в 1982 г.

Поскольку итоги работы симпозиума в области эндогенного рудообразования предполагается осветить в журналах «Советская геология» и «Рудные месторождения», в настоящей информации кратко остановимся лишь на докладах, представляющих интерес для читателей нашего журнала. Эти доклады были зачитаны на двух заседаниях, посвященных стратиформным полиметаллическим месторождениям, и двух заседаниях комиссии по марганцу при ИАГОД.

1. **Генезис стратиформных месторождений.** Доклады содержали информацию о геологии стратиформных месторождений свинца, цинка, меди, урана и ряда других металлов в Австралии, Южной Африке, Канаде, Индии, Италии, Франции, Аргентине, Польше, СССР и США. Проблемы их генезиса в той или иной мере затрагивались во всех заслушанных докладах, а также обсуждались во время экскурсий непосредственно на месторождения западного промышленного района США.

Трудно сказать, какая из известных в настоящее время генетических гипотез преобладала в докладах. Одно лишь определено, что ни один из докладчиков не защищал «чистый» эндогенный (гидротермальный) генезис руд. В ряде докладов было обращено внимание на существование в истории Земли глобальных стратиграфических интервалов формирования стратиформных месторождений — рудоносных эпох. Так, Н. Ж. Ровланди и О. Н. Варм (Австралия) считают, что для медных месторождений — это верхний протерозой и пермь. Для свинца и цинка отмечаются пограничные слои девона и карбона (Р. С. Карн — Канада), поздний протерозой (В. Коппел — ЮАР, С. Ф. Скиллер, Ч. Б. Склар, Х. Ж. Стейн — США), триас (С. Джулински, М. Сас-Гучкевич, М. Ниек — Польша) и др. Проблема эпи- или сингенетичности рудных образований хотя и широко обсуждалась на симпозиуме, но, к сожалению, на наш взгляд, не получила дальнейшего развития.

С одной стороны, например, в докладе В. Коппела (ЮАР) приведены данные определения абсолютного возраста руд и вмещающих пород (1250 ± 200 млн. лет), что, по мнению докладчика, является прямым доказательством синседиментационного генезиса свинцового оруденения. В докладах Р. С. Карна (Канада), Д. С. Кронана (США) обосновывается седиментационно-эксталяционный генезис рудных тел. С другой стороны, ряд докладчиков (их было большинство) отстаивал эпигенетическое происхождение месторождений. Так, польские геологи (С. Джулински, М. Ниек и др.) развивали идею отложения рудного вещества в карстовых полостях триасовых доломитов. Подобная же точка зрения прозвучала в докладе аргентинских геологов (М. К. Бродткорб и А. Бродткорб). Эти исследователи считают, что галенит, сфалерит, пирит, барит и халькопирит отлагались в карстовых депрессиях в ордовикских известняках. Карстообразование (а соответственно и формирование месторождений) имело место во время континентального перерыва от ордовика до карбона.

Автор	Рудоносные эпохи									
	Q	N+Pg	Cr	I	D	O	Cm	PR _{III}	PR _{II}	PR _I
Александров Е. А.	500 000	2000	20	2,5	20	65	24	6*	340*	70*
Михайлов. Б. М. (только в СССР)	окисные	—	1 000	—	—	100	—	20	20	—
	карбонатные	—	2 300	—	—	50	—	130	50	—

* В сумму потенциальных ресурсов протерозоя Е. А. Александровым включены марганцевые руды кайнозойских кор выветривания тропического пояса Земли (Индия, Австралия, Южная Америка, Африка), сформированные на богатых марганцем докембрийских породах (гондитах и др.). В действительности протерозойские отложения бедны промышленными месторождениями марганца, хотя часто содержат его повышенный кларк.

В докладах, обосновывавших сложный многостадийный характер медного стратиформного оруденения (Ж. М. Моор — США), свинцового оруденения (Х. Ж. Стейн — США) были предприняты попытки сблизить экстремальные точки зрения, но обе предложенные модели оказались весьма громоздкими (например, восемь стадий образования стратиформных месторождений меди в районе оз. Верхнего) и, на наш взгляд, недостаточно обоснованными.

В отличие от докладов, представленных на симпозиуме, в сообщениях, сделанных американскими геологами во время экскурсий (экскурсия № 2 — по юго-западу штата Юта, плато Колорадо, отроги Скалистых гор), обосновывалась одна — гидротермально-метасоматическая гипотеза возникновения практически всех известных здесь месторождений свинца, цинка, серебра, золота, меди, урана, железа, алунита, благородных металлов. Образование месторождений, по их мнению, было связано с кайнозойским магматическим циклом, интенсивно проявившемся на западе США во второй половине палеогена — миоцена. Сами же месторождения обычно залегают в докембрийских и палеозойских породах. Так, при осмотре свинцово-цинковых месторождений рудного района Тинтик, представленных, по мнению их исследователей, «классическими магматогенно-гидротермальными рудными телами» (Моррис, Могензен, 1978, см. Guidebook) были продемонстрированы разрезы, где все рудные залежи промышленного значения (так называемые тела замещения) приурочены исключительно к карбонатным породам девона, хотя аналогичные известняки и доломиты встречаются как ниже, так и выше по разрезу. Эта закономерность (приуроченность промышленных руд к девонским известнякам), являющаяся, по-видимому, одним из важнейших поисковых критериев, не находит удовлетворительного объяснения с точки зрения, развиваемой американскими учеными. Статьи ряда американских ученых по этому вопросу опубликованы в путеводителях экскурсий (см. список литературы).

2. Генезис марганцевых месторождений. В обзорном докладе, прочитанном на первом заседании Е. Александровым (США), была приведена прогнозная оценка мировых потенциальных ресурсов марганцевых руд. Хотя она, очевидно, и не соответствует действительно положению дел (таблица), но правильно отражает весьма тяжелое положение с марганцевым сырьем в мире и указывает на необходимость ускоренного освоения скоплений марганцевых руд (железо-марганцевых конкреций) дна Мирового океана.

Вопросам состава, закономерностей размещения и генезиса именно этих руд был посвящен ряд интересных докладов на заседаниях. Новый фактический материал по большой площади дна Атлантического океана с координатами центра 27°30' с. ш. и 60°30' з. д. был приведен в докладе С. К. Адди (США). Автором установлено, что марганцевые конкреции развиты только на склонах подводных холмов на глубинах 4,3—6 тыс. м. Здесь же на глубоководных равнинах и в трещинных долинах конкреций нет. Основная масса конкреций располагается в интервале 5—5,3 тыс. м. При этом количество их здесь достигает 0,75 г/см². Железомарганцевая фаза состоит из бернессита и коллоидальной гидроокиси железа. Обломочная фракция имеет состав, аналогичный развитым здесь же красным глубоководным илам. Химический состав конкреций: Fe 15, Mn 13, Ni 0,33, Co 0,30, Cu 0,14 и Zn 0,06%. Это значительно ниже содержания, признанных экономически выгодными для эксплуатации подводных россыпей (Cu + Ni + Co = 2,8%, при концентрации > 0,5 г/см²).

Особенности колебания содержания металлов в марганцевых конкрециях были рассмотрены в докладе В. Р. Рейнарта, Р. К. Сорема, Р. Х. Февкеса (США) на примере богатой россыпи на участке дна Тихого океана с координатами центра 15°10' с. ш. и 126° з. д. Здесь средний состав конкреций следующий: Mn — 25 ± 31 ± 4,34; Fe — 6,82 ± 1,32; Ni — 1,27 ± 0,16; Cu — 0,88 ± 0,23; Co — 0,28 ± 0,05 и Zn — 0,16 ± 0,05.

Касаясь вопросов генезиса марганцевых конкреций, практически все докладчики отмечали их связь с гидрогенными процессами выпадения рудных элементов из морской воды, в той или иной мере привлекая гальмиролиз базальтов океанического дна.

Лишь С. К. Адди наряду с экзогенными не исключал возможность вулканического источника.

Несмотря на то, что окончательное утверждение даты и места проведения в СССР VI симпозиума ИАГОД произойдет на XXVI геологическом конгрессе в 1980 г. в Париже, нам представляется целесообразным уже сейчас обсудить вопрос о широком участии в работе этого симпозиума советских литологов, занимающихся проблемами экзогенного рудообразования и, в частности, проблемами генезиса железных, марганцевых, силикатных, никель-кобальтовых руд, бокситов, россыпных месторождений титана, циркония, олова, вольфрама, алмазов, золота и других благородных металлов.

ЛИТЕРАТУРА

Guidebook to Mineral Deposit of Southwestern Utah. Utah Geol. Assoc. Publication, No. 7, 1978.

Guidebook of Fossil Fuels and Metals Eastern Utah and Western. Southwestern — Central Colorado. Color. Schoul of Mines, 1978.

Programs and Abstracts 5-th Symposium Snowbird, Alta, Utah, USA, August, 1978.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Дата поступления
15.XI.1978.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Г. И. БУШИНСКИЙ (главный редактор), Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
О. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)

EDITORIAL BOARD:

G. I. BUSHINSKY (Chief Editor), G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
O. I. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 01.02.80.	Подписано к печати 31.03.80	Т-03990	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 14,0	Уч.-изд. л. 15,2	Бум. л. 5,0
		Тираж 1226 экз.	Зак. 4884

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»:

Гёлецян Г. Г. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ИГАРСКО-ТУРУХАНСКОГО РАЙОНА. [Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 197]. 1974. 168 с. 1 р. 47 к.

В работе детально рассмотрены условия формирования, постседиментационных изменений и метаморфизма рифейских вулканогенно-осадочных толщ Игарско-Туруханского района. Впервые дается оценка роли вулканических процессов при осадконакоплении в рифейское время этого района. Приведены методические разработки по реконструкции первичных осадков метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований.

Книга рассчитана на литологов, вулканологов и геологов, работающих в области развития вулканогенно-осадочных пород.

Довчий Т. Н. ПОДВОДНАЯ СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ НА БАЙКАЛЕ. 1977. 104 с. 55 к.

Работа представляет исследование закономерностей проникновения солнечной энергии в верхний слой воды озера Байкал и в воду некоторых прилегающих к нему водоемов. Из анализа большого материала наблюдений получены зависимости средних величин проникающей в воду солнечной энергии (в процентах от падающей) на разных глубинах, а также параметров эмпирических формул и показателей вертикального ослабления солнечного излучения от условий прозрачности воды. Приведены спектральные показатели вертикального ослабления для вод различной прозрачности и цветности.

Монография рассчитана на актинометристов, гидрооптиков, океанологов, гидрологов и биологов.

ЭТИ КНИГИ ВЫ МОЖЕТЕ ПРИОБРЕСТИ ВО ВСЕХ МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА».

Цена 1 р. 25 к.
Индекс 70493