

КОНТРОЛЬНЫЙ ЭНЗ.

ISSN 0024-497X



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1985

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Лисицын А. П.</i> Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 3. Второй глобальный уровень лавинной седиментации — основание континентального склона	3
<i>Лихт Ф. Р., Деркачев А. Н., Марков Ю. Д., Уткин И. В.</i> Литолого-фациальная типизация седиментогенеза Японского моря. Сообщение 1	25
<i>Богданов Н. А., Айбулатов Н. А., Шараков В. П.</i> Степень устойчивости современной россыпи во внешней части береговой зоны моря	37
<i>Ривкина Е. М., Леин А. Ю., Бондарь В. А., Иванов М. В.</i> Литолого-геохимические условия формирования серных залежей северного борта Заболотовской впадины	47
<i>Петровский А. Д.</i> Опыт расчленения и корреляции разрезов разобщенных скважин (на примере терригенных отложений Колвинского перикратона)	62
<i>Беридзе М. А.</i> Опыт формационного анализа раннеальпийских геосинклинальных образований Большого Кавказа	74
<i>Чичуа Б. К., Агулов А. П., Киласония З. Н., Асланикашвили Н. А., Жгенти Т. Г., Тарханов Г. В.</i> Постдиагенетические преобразования мезозойско-кайнозойских отложений Большого Кавказа и Предкавказья (по данным изучения органического вещества)	87
<i>Гептнер А. Р., Соколова Т. Н., Харазян Э. Х.</i> Вторичные преобразования щелочно-оливиновых базальтов Армении	97
<i>Клубов Б. А.</i> Возможные пути образования природных антраксолитов	121

Краткие сообщения

<i>Опарышева Л. Г.</i> Урановая минерализация в пестроцветных терригенных отложениях среднего — позднего палеозоя	132
---	-----

Хроника

К шестидесятилетию В. Н. Холодова	139
<u>Владимир Александрович Гроссгейм</u>	141

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

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

4

JULY — AUGUST

1985

CONTENTS

<i>Lisitsyn A. P.</i> Avalanche sedimentation in seas and oceans. Communication 3 The second global level of avalanche sedimentation — the continental slope basement	3
<i>Likht F. R., Derkachev A. N., Markov Yu. D., Utkin I. V.</i> Lithologo-facial types of sedimentogenesis in the Sea of Japan. Communication 1	25
<i>Bogdanov N. A., Aybulatov N. A., Sharakov V. P.</i> Stability degree of present-day placers in the outside part of the sea coastal zone	37
<i>Rivkina E. M., Lein A. Yu., Bondar V. A., Ivanov M. V.</i> Lithologo-geochemical con- ditions of sulphur deposits formation in the Zabolotov basin northern margin	47
<i>Petrovsky A. D.</i> Experience in subdivision and correlation of discrete wells (ter- rigenous deposits of the Kolvin pericraton are taken as an example)	62
<i>Beridze M. A.</i> Experience in formation analysis of early Alpine geosynclinal se- quences in the Greater Caucasus	74
<i>Chichua B. K., Agulov A. P., Kilasonia Z. N., Aslanikashvili N. A., Zhgenti T. G., Tarkhanov G. V.</i> Postdiagenetic transformations of Mesozoic-Cenozoic depo- sits in the Greater Caucasus and in Cis-Caucasus (according to the data ob- tained from studying organic matter)	87
<i>Geptner A. R., Sokolova T. N., Kharazyan E. Kh.</i> Secondary transformations of alkaline olivine basalts in Armenia	97
<i>Klubov B. A.</i> Possible ways of natural anthraxolites formation	121

Brief communications

<i>Oparysheva L. G.</i> Uranium mineralization in middle — late Paleozoic varicoloured terrigenous deposits	132
--	-----

Chronicle

The sixtieth anniversary of V. N. Kholodov's birth	139
<u>Vladimir Alexandrovich Grossgame</u>	141

УДК 551.46 : 551.35

ЛАВИННАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ.

СООБЩЕНИЕ 3. ВТОРОЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ УРОВЕНЬ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ — ОСНОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА

ЛИСИЦЫН А. П.

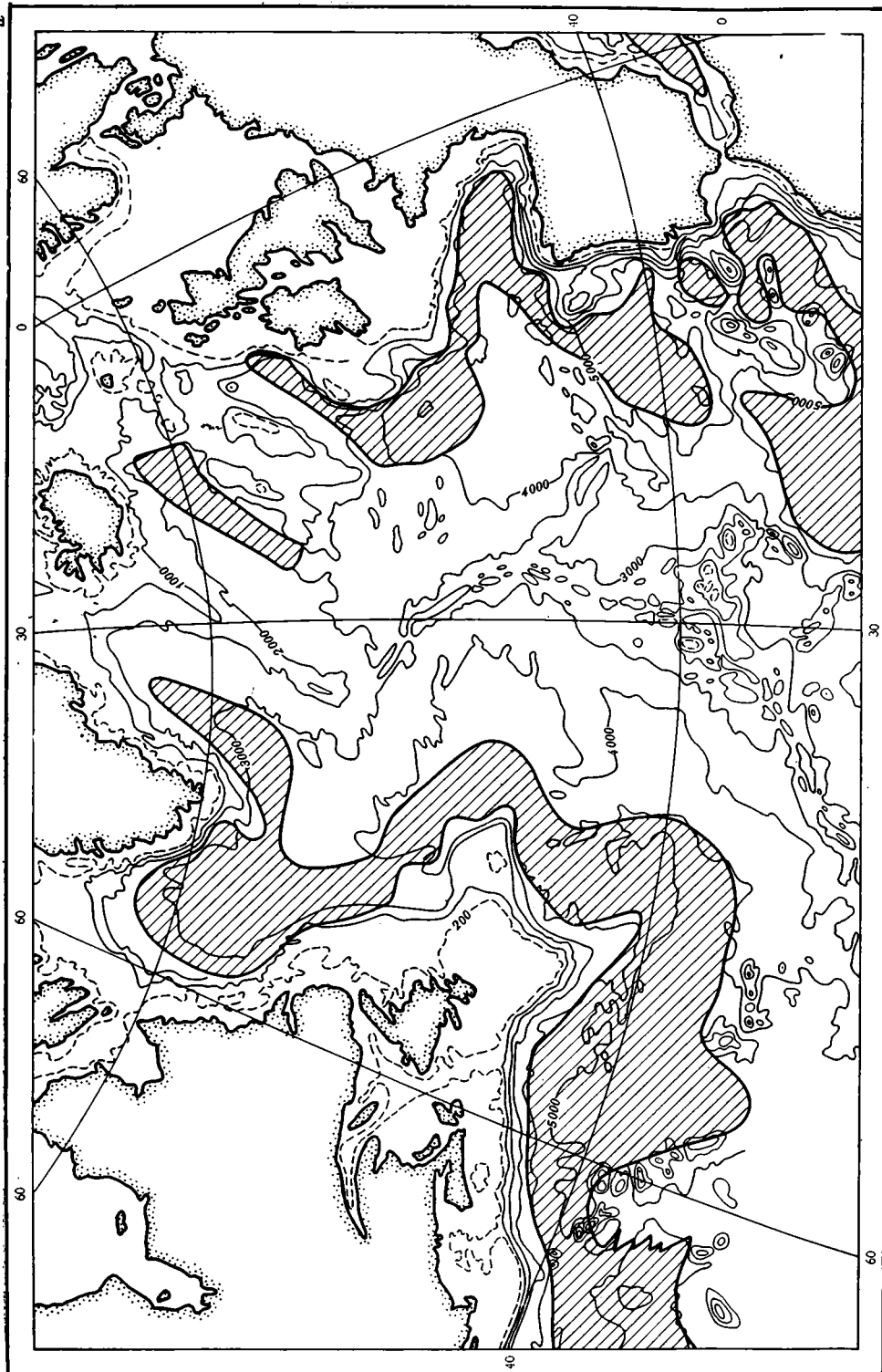
Рассмотрены закономерности седиментации на втором глобальном гипсометрическом уровне — у основания континентального склона, где концентрируется главная часть осадочного вещества планеты.

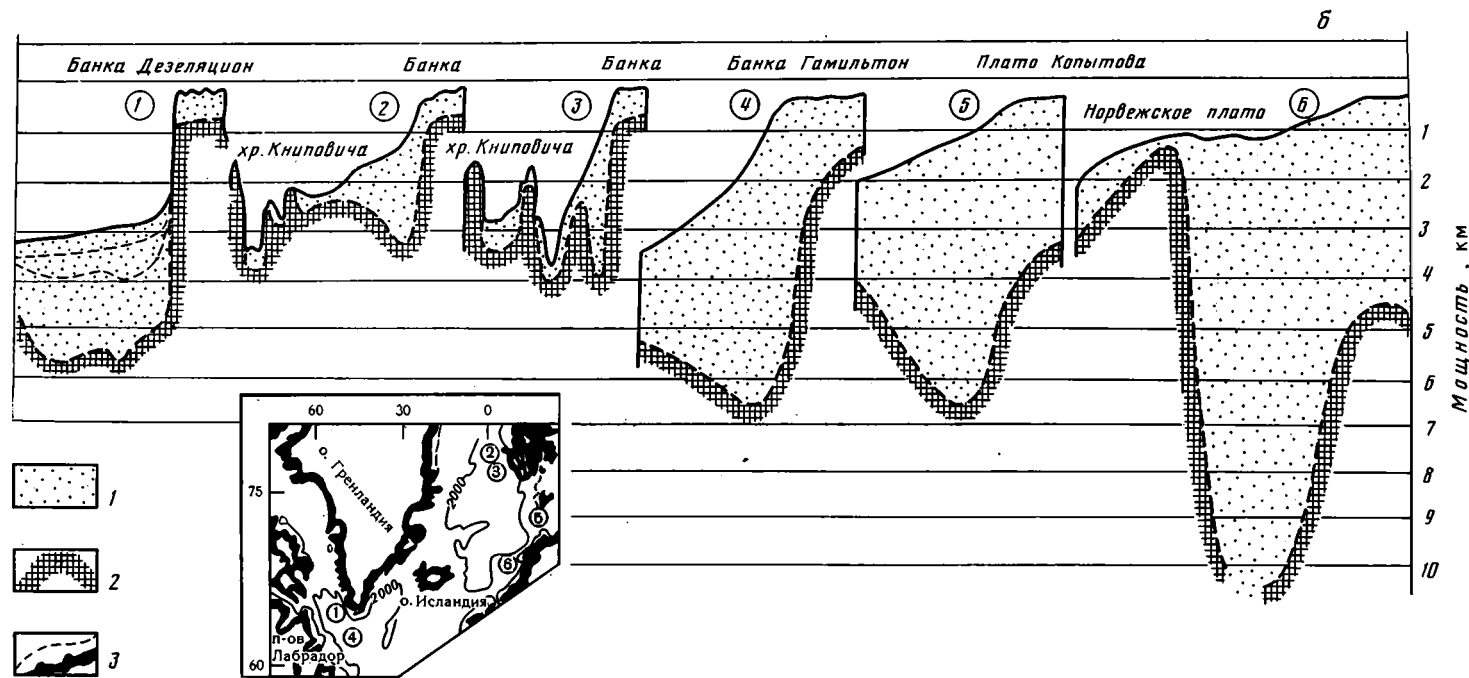
Приведены наиболее типичные примеры и показаны закономерности количественного распределения осадочного вещества на этом уровне.

В предыдущих сообщениях [7—9] указывалось, что лавинная седиментация является процессом очень быстрого, лавинного накопления осадочного материала, который приводит к появлению качественно новых свойств осадочных образований (высокая влажность, следствием которой является текучесть отложений, высокое содержание органического вещества, особые текстуры и др.). Этот процесс имеет также важные тектонические последствия: колоссальные нагрузки на земную кору в областях лавинной седиментации приводят к изостатической компенсации, значительному прогибанию, что в свою очередь создает особые термобарические условия в осадочной толще и в конечном счете может способствовать образованию нефтяных и газовых месторождений. Такие мощные толщи возникают далеко не всегда, а только в тех случаях, когда большие масштабы поступления вещества сохраняются длительное время.

В первом сообщении рассматривались общие закономерности лавинной седиментации [8], во втором — процессы лавинного осаждения осадочного вещества, поступающего с континентов в зону смещения речной и морской воды [9]. Именно здесь на современном этапе осаждается до 70—90% твердого стока рек, а также значительная часть растворенных солей. Этот материал откладывается, не достигая океанов, и изымается из пелагиали. В итоге в океан, за пределы изобаты 3 тыс. м, проникает, по прямым подсчетам методом абсолютных масс, всего около 7—8% от твердого стока рек! Балансные подсчеты для океанов, выполненные ранее на основе данных о речном стоке, по которым в пелагиаль проникает более 50% речных взвесей, а также подсчеты, выполненные геохимиками методом «резиденстайм» для различных элементов без учета захвата главной части этих элементов в устьях рек, неверны. Ошибочны и представления о том, что геохимия осадочного процесса в океане определяется речными взвесями, их механической дифференциацией: главная часть речных взвесей вообще не проникает в океан, где господствует биогенная взвесь (90—99% от общей).

Лавинная седиментация на первом глобальном гипсометрическом уровне (устья рек) дополняется лавинной седиментацией второго уровня — у основания континентального склона. Здесь в ряде мест встречаются осадочные образования мощностью более 8—15 км с лавинными скоростями седиментации (фиг. 1). По осадконакоплению на втором глобальном уровне — у основания материкового склона — в настоящее время имеется обширная литература, включающая многочисленные исследования по подводным каньонам, оползням, турбидитам, конусам выноса. К сожалению, почти отсутствуют попытки объединения всех этих разрозненных данных в единую систему, объясняющую закономерности седиментации [2, 5, 6].





Фиг. 1. Важнейшие области распространения (заштрихованные участки) отложений второго глобального уровня — гравититов в северной части Атлантического океана (а) и разрезы (1—6) через характерные осадочно-породные бассейны второго глобального уровня (б) 1 — осадочные отложения; 2 — породы фундамента; 3 — важнейшие слои

Внимательное ознакомление с этими материалами приводит к выводу о том, что на втором глобальном уровне существует очень своеобразная и практически почти неизвестная литологам (точнее, известная лишь в отдельных частях) седиментационная система, тесно связанная с системой I глобального уровня. Здесь имеют место особые условия и механизмы подготовки, транспортировки и аккумуляции осадочного материала. Вследствие этого здесь возникают особые осадочные образования, поражающие как своими масштабами, так и удивительным своеобразием текстур и структур. Главная часть таких отложений формируется сейчас и формировалась в прошлом на глубинах 3—5 тыс. м, т. е. по батиметрическому уровню эти осадки являются глубоководными.

Исключительно важно то обстоятельство, что отложения такого типа очень широко распространены в геологических разрезах — это толщи флиша, подводных оползней, зерновых потоков и другие образования, связанные с перетеканием вниз по склону громадной высоты (3—5 км) масс осадочного материала, а также с их перемещением в виде крупных блоков (оползни, обвалы). С отложениями второго глобального уровня лавинной седиментации связаны многочисленные месторождения нефти, газа, а также других полезных ископаемых осадочного генезиса.

УСЛОВИЯ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ НА ВТОРОМ ГЛОБАЛЬНОМ УРОВНЕ

Процессы седиментации и условия, существующие на континентальном склоне у его основания, а также находящиеся здесь осадочно-породные бассейны долгое время оставались неизученными. Лишь в 50-х годах нашего столетия возникли технические возможности для их исследований (сейсмопрофилирование и другие геофизические методы, исследовательские подводные лодки, глубоководное бурение, длинные колонки и др.).

Условия осадконакопления здесь весьма необычны, чем и определяется различие здесь закономерностей осадочного процесса по обе стороны от склона: на шельфе или в пелагиали океана.

Главные особенности этой области определяются прежде всего огромными перепадами высот — от бровки шельфа (130—200 м) до периферии пелагиали океана (3,5—4 км), т. е. составляющими в среднем приблизительно 3—4 км. Средний высотный уровень коры континентального типа равен +875 м, а средний уровень коры океанского типа — 3794 м. Средний для Земли перепад высот на границе двух типов коры, которой является континентальный склон, составляет 3—5 км, тогда как максимальный перепад в пределах Земли достигает 20 км. В общем случае и материковый склон характеризуется значительной крутизной. В среднем для Мирового океана угол наклона склона составляет около 4°, или 70 м/км, но широко распространены и более крутые участки — обрывы (для шельфов мира средний наклон составляет 0,1°, или 1,7 м/км).

Континентальный склон океана — это довольно узкая полоса шириной в среднем всего 20—100 км. Он является как бы круто наклоненным глобальным по протяженности экраном, на котором не могут задерживаться сколько-нибудь значительные количества осадков, своеобразный трамплин-ускоритель, на который сбрасываются с шельфа и разгоняются до больших скоростей при скольжении вниз по склону массы рыхлых осадков. Вместе с шельфом он составляет область подготовки осадочного материала, а также его транспортировки по системе каналов, долин и каньонов, которой расчленена поверхность материкового склона. Это как бы склон особого гигантского обрыва, опоясывающего весь Мировой океан, на край которого поставляются большие массы осадочного вещества. Под действием силы тяжести весь этот осадочный материал, сорвавшийся с бровки шельфа или склона, подобно горным лавинам по мере своего движения и перемешивания

с водой сгруживается к основанию пологой поверхности по периферии океана. Угол наклона основания склона такой же, как и шельфа — около 1—10 м/км. Это глобальная область торможения и остановки осадочных потоков, зародившихся на склонах, т. е. глобальная область их аккумуляции. Перелом рельефа обычно отмечается на глубине 3—4 км, он скрыт осадочной толщей. Этот перелом совпадает с главной геологической границей Земли, на которой происходит смена типа коры — континентальной (для всего шельфа и склона) на океаническую (для континентального подножия и прилегающих частей океана).

Крутизна склона, как и на горных хребтах, — важнейший фактор, определяющий условия седиментации под водой. Рыхлый осадочный материал на склонах, близких к углу естественного откоса, накапливается до достижения определенной критической массы, после чего происходит срыв осадочного блока и его лавинное движение вниз по склону. Склон представляет собой как бы «порционный аппарат», определяющий прерывистый характер, цикличность процесса в главной области накопления — у основания склона. Прерывистость процесса здесь определяется критическими массами, она возникает и без влияния тектоники. Эти порции осадочного вещества могут быть или цельными блоками, медленно смещающимися по пологому склону (оползни) или могут двигаться с большой скоростью (лавины) по крутому склону. При этом движении лавина может разбиваться на более мелкие отдельные блоки или взмучиваться [15]. При взмучивании может возникнуть плотная суспензия, напоминающая глинистый раствор для бурения, которая поддерживает «на плаву» крупные обломки и сходна с наземными селевыми потоками. Такой подводный селевой поток при своем быстром движении может более сильно разбавляться водой, превращаясь при этом в суспензионный поток. Этот быстро перемещающийся поток воды, утяжеленной минеральной суспензией, напоминающий поток тяжелой жидкости, постепенно разбавляется настолько, что laminarный характер потока сменяется турбулентным. В зависимости от сочетания условий (длительность разгона потока, физические свойства осадка и др.) перечисленные типы перемещений осадочного вещества могут меняться в пространстве и во времени, но важно подчеркнуть, что для второго глобального уровня гравитационный механизм седиментации (пульсирующий или порционный по своей сущности) имеет главное значение, хотя он и идет одновременно или перемежается с периодами нормальной седиментации «частица за частицей». Поэтому прерывистость и цикличность — важнейшие особенности осадочных образований этого уровня.

На континентальном склоне новое осадочное вещество не образуется (кроме незначительных его количеств, захватываемых при выработке подводных каньонов и долин). В пользу этого свидетельствует сохранность поверхности континентального склона в ряде мест на протяжении 100—150 млн. лет. Она сохраняет крутизну, не срезана и не разрушена значительным образом, хотя изборождена системой долин и каньонов. Главный источник осадочного вещества для второго уровня — это трансформированные отложения первого глобального уровня, а также шельфа, которые сбрасываются на склон. Склон, таким образом, — область переработки, трансформации и перераспределения этого осадочного вещества и его концентрации на втором уровне. Здесь осадочное вещество сгруживается в пределах сравнительно узкой полосы — обычно шириной в несколько сотен километров (чаще всего не более 500 км) с образованием «осадочного кармана» — мощной (8—15 км и более) толщи глубоководных осадков, окаймляющей подножия континентов (см. фиг. 1).

Из сказанного ясно, что отложения второго глобального уровня, возникающие только в результате трансформации осадочного вещества первого уровня, должны сохранять и главные особенности (количественные и качественные), присущие этим исходным отложениям.

Понятно, что наибольшие количества осадочного материала должны накапливаться в единицу времени на втором уровне близ устьев крупнейших (и древнейших по возрасту) рек, т. е. в гумидных зонах с наибольшим поступлением терригенного и биогенного осадочного вещества. Минимальные количества вещества и, следовательно, минимальные толщи возникают в аридных зонах с дефицитом осадочного материала, а также там, где система подачи материала на первый уровень молода. Это правило требует корректировки на перемещение со временем литосферных плит и впаянных в них континентов, так как их положение по широте могло существенно отличаться от современного. Это замечание особенно существенно, поскольку именно в отложениях второго глобального уровня наблюдаются наиболее древние из известных океанских осадков, возраст которых по современным определениям достигает 150 млн. лет, т. е. это не только современные и кайнозойские, но и древние океанские отложения, возраст которых достигает поздней юры.

По физическим свойствам, минеральному и химическому составу отложения второго глобального уровня также отвечают материнским отложениям первого уровня; для них типична высокая обводненность, высокое содержание органического вещества, что способствует развитию процессов диагенетического перераспределения элементов, формированию своеобразного комплекса аутигенных минералов, особого состава иловых вод. Если бы тот же осадочный материал осаждался к подножию материков не путем горизонтальной седиментации, а оползнями и потоками густых суспензий, то органическое вещество почти полностью сгорело бы в толще вод и все связанные с ним характерные особенности донных осадков отсутствовали бы. При переносе гравититами возникают новые свойства отложений, которые будут рассмотрены ниже.

Состав обломочных и глинистых минералов в отложениях первого и второго уровней сохраняется, что дает возможность установить их генетическую связь.

Еще одно замечание касается тектонической позиции области лавинной седиментации второго глобального уровня. Она отвечает пассивным окраинам океанов, чем определяется и направленность дальнейшего развития осадочных отложений [5, 6]. Они не уходят далее в глубины мантии и не переплавляются, как отложения активных окраин (третьего глобального уровня лавинной седиментации), а в процессах горообразования оказываются поднятыми над уровнем океана, сохраняются в геологических разрезах суши и представляют собой наиболее распространенную разновидность осадочных отложений, близких к геосинклинальным. Это, таким образом, не только чрезвычайно специфичное, но и наиболее распространенное из осадочных образований Земли. С учетом высказанных замечаний рассмотрим наиболее показательные примеры осадочных образований второго глобального уровня.

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТЕЛ

Главная часть осадочного материала Земли сосредоточена не в устьях рек, где на современном этапе осаждается основная часть (70—90%) осадочного материала, а у основания континентального склона. Именно здесь в геологическом прошлом концентрировалось более 70% осадочного вещества Земли.

Распределение осадочного вещества на современном этапе высокого (межледникового) положения уровня океана, таким образом, весьма существенно отличается от ледниковой и доледниковой истории. Оно отвечает этапам повышения уровня, когда главная часть вещества сгруживается на первом глобальном уровне, в устьях рек, и менее 10% от речного стока проникает на склон и в пелагиаль. При понижении уровня океана (ледниковые эпохи и этапы понижения в доледниковое время) происходит сброс рыхлого осадочного вещества, накопленного на

первом уровне лавинной седиментации, главным образом на втором уровне, а частично и в пелагиаль. Сброс этот идет не по поверхности океана и не в толще его вод, а в самом придонном слое, практически вне воздействия течений, в направлении наибольших понижений дна (по типу перемещения тяжелых жидкостей). Именно у основания склонов происходит потеря живой силы особых потоков осадочного вещества (гравитационных), которые специфичны для этой области. Живая сила потоков, само их возникновение связаны с крутым и высоким уступом — склоном, которым континентальная кора отделяется от океанской. Возникновение разных гравитационных потоков осадочного вещества, а также оползней и обвалов влечет за собой перемещение осадков постоянно только в одном направлении от верхних частей склона к нижним.

Эти склоновые процессы характерны и для суши, и для океана, однако на суше нет таких огромных по высоте, протяженности, крутизне и длительности существования образований. Это черты уникальной глобальной формы рельефа Земли, скрытой водами океана. Отсюда и главная особенность этих склоновых процессов, отличающих их от наземных: они идут исключительно в условиях водной среды, что приводит к постепенному разделению исходных блоков осадочного вещества, сползающих по склону, насыщению их водой и к переходу от блочной формы движения (обвалы, оползни) к потокам — сначала с очень высокой плотностью суспензии (ламинарных) к все более разбавленным по концентрации потокам с постепенным переходом к турбулентному движению [11], а затем к переносу во взвеси (контуриты).

Все эти виды гравитационного перемещения вещества как бы складываются у основания склона, создавая здесь крупные осадочные тела.

Сама же область континентального склона, занимающая 5,6% поверхности Земли, является преимущественно областью подготовки и транспортировки материала, и только нижняя ее часть, где потоки теряют живую силу, — областью интенсивной аккумуляции.

Подножие континентального склона этой гигантской фабрики гравилитов занимает 4,8% от поверхности Земли. Площадь склона, являющегося областью подготовки (подводные осадкосборные бассейны) и транспортировки осадочного материала (с первого на второй уровень), равна 28,6 млн. км², что немного больше, чем область главного накопления (аккумуляции) у подножия (25 млн. км²).

Скорости седиментации на втором уровне имеют лавинные значения (сотни единиц Бубнова)¹. Велики также и мощности осадочных тел (до пород ложа). Эта область высоких скоростей и мощностей опоясывает океаны и моря у основания склонов. Такие же пояса лавинной седиментации второго уровня возникают и у оснований подводных цоколей островов, склона морей, подводных хребтов и поднятий, т. е. там, где условия седиментации напоминают условия близ материкового склона.

Разные части континентального склона океанов и морей имеют различный возраст, т. е. система склон — осадочное тело у основания склона действует разное время. Максимальный возраст в настоящее время устанавливается тектоникой литосферных плит, наземной и океанской геологией в 150 млн. лет, минимальный может составлять несколько миллионов лет, а в отдельных водоемах (Средиземное, Черное и другие моря) и того меньше.

Области лавинной седиментации второго глобального уровня — это наиболее характерные отложения пассивных окраин океанов. На активных окраинах (в отличие от пассивных) лавинная седиментация эфемерна: происходит преимущественно уход осадочного вещества в глубины коры, и осадочные тела не сохраняются. Тектоническую позицию этого типа седиментации (связь с пассивными окраинами) определяет то, что наибольшего распространения крупные осадочные образования имеют место в Атлантическом и Индийском океанах (кроме части, при-

¹ Единица скорости седиментации 1Б = 1 мм/тыс. лет.

лежащей к Индонезии). В этом плане лавинная седиментация второго уровня определяется тектоникой плит. Тихий океан окружен активными окраинами, и только у берегов Антарктиды развиты пассивные окраины. Крупные осадочные тела в Тихом океане почти не возникают, что подтверждается сейсмическими данными.

Рассмотрим количественное распределение осадочного вещества и строение осадочных образований наиболее характерных осадочных тел второго уровня лавинной седиментации, которые к настоящему времени удалось изучить на дне океанов и морей. Разделим их на осадочные тела: а) пассивных окраин океанов; б) «малых океанов» — морей с корой океанского или близкого к океанскому типу; в) краевых морей.

Лавинная седиментация на пассивных окраинах океанов. Наиболее надежные данные (геофизические, глубоководного бурения исследований с подводных аппаратов) имеются для областей широкого развития древних пассивных окраин Атлантического океана, в особенности для его северной части.

Области лавинной седиментации с широким распространением гравитов опоясывают основание континентального склона северной части этого океана (см. фиг. 1). Из разрезов видно, что в ряде мест мощность осадочного тела достигает здесь 10 км, а в отдельных местах и 15 км. Такие значения мощностей встречаются на первом уровне — в подводных конусах выноса Амазонки [23], Инда, Ганга, Брахмапутры и ряда других крупных рек [7—9].

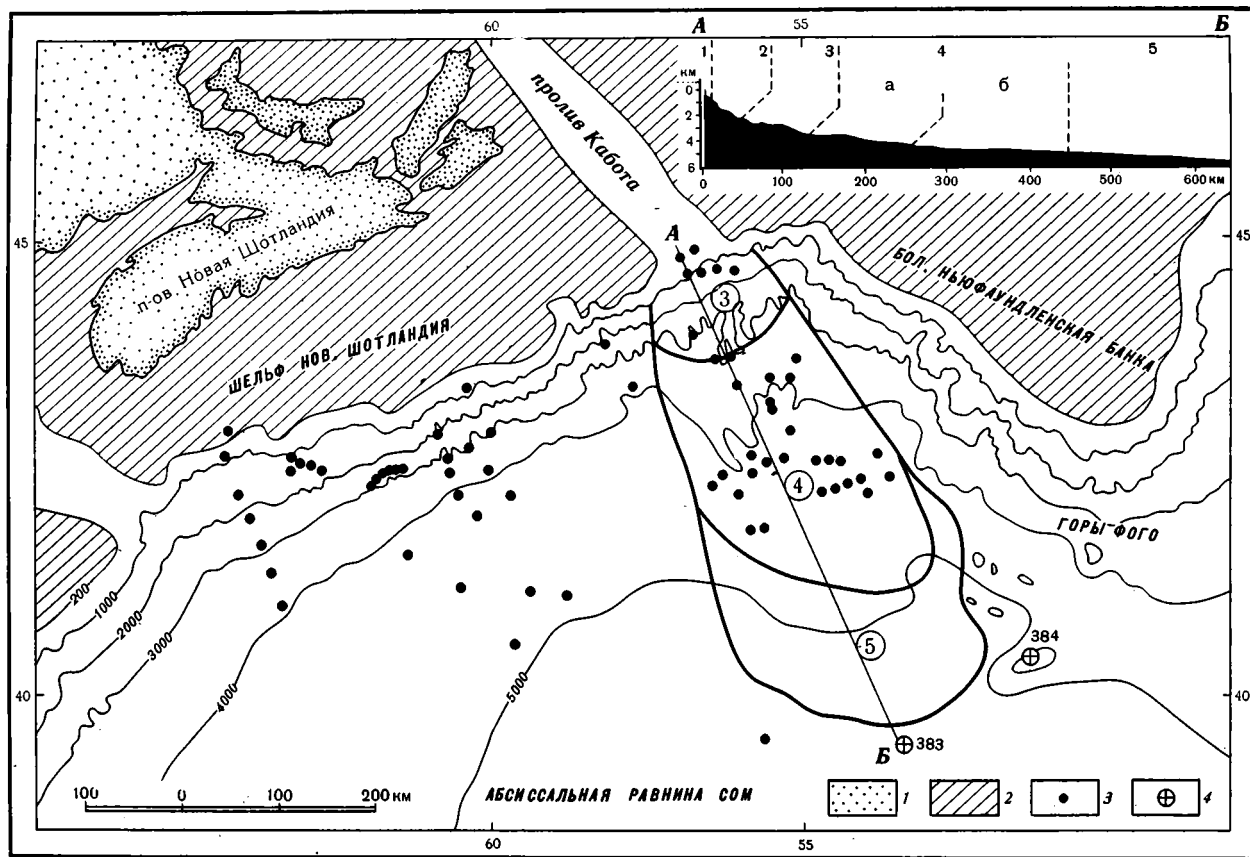
Гигантским рекам обычно соответствуют на втором глобальном уровне огромные подводные конусы выноса у основания склона — фены. Их возраст нередко определяется в десятки и даже более сотни миллионов лет. В одних случаях подводные конусы выноса продолжают дельты (Бенгальский конус выноса), в других — дельты развиты слабо и главная часть осадочного материала осаждается ниже — в конусе выноса (р. Амазонка и др.). Рек-гигантов на современном этапе, как и в прошлом, сравнительно мало. Так, современных рек с твердым стоком более 150 млн. т в год насчитывается всего 12, но именно они поставляют в океан от $\frac{1}{3}$ до $\frac{1}{2}$ всего осадочного вещества. Эти реки сгружают огромные массы осадков в дельтах, т. е. в отдельных точках водоемов и ниже — в подводных конусах, соответствующих устьям. Главная же часть по протяженности основания континентального склона принадлежит к мелким местным системам дренажа шельфа и склона, локальным и региональным системам подводных каньонов, которые собирают осадочный материал со значительных площадей подводных «водосборов» и сгружают его у основания склона. Здесь возникают отдельные конусы или системы конусов, вытянутые в плане вдоль основания склона. При длительной седиментации на пассивных окраинах конусы могут менять свое положение, и в разрезе осадочно-породные бассейны (ОПБ) основания склона представляют собой отложения одного или нескольких наложенных по вертикали и нередко смещенных по горизонтали конусов выноса.

В северной части Атлантики особый интерес представляет подводный конус выноса р. Св. Лаврентия (Канада) (фиг. 2). Этот подводный конус выноса имеет следующие отличительные особенности [34]:

1) океан в этой части существовал более 150 млн. лет и отложения конуса здесь можно изучить в максимально возможном интервале времени;

2) континент Северной Америки и прилежащий шельф во время оледенений покрывались ледником мощностью около 4 км, т. е. условия умеренной зоны в недавнем прошлом сменялись здесь условиями ледовой зоны;

3) в пределах конуса выноса р. Св. Лаврентия в районе Большой Банки впервые по обрывам кабелей во время землетрясения 1929 г. были установлены турбидиты. Здесь же впервые определены скорости движения потоков и дальность их проникновения в океан, что способствовало развитию исследований. В настоящее время этот район один из



Фиг. 2. Материковый склон Канады и подводный конус р. Св. Лаврентия [34]

1 — суша; 2 — шельф; 3 — изученные колонки донных осадков; 4 — скважины глубоководного бурения. На разрезе: 1 — бровка шельфа; 2 — материковый склон с гравититами; 3 — верхняя часть подводного конуса с оползнями и системой русел; 4 — средняя часть конуса (а — с руслами и прирусловыми валами, б — лопастная); 5 — нижняя часть конуса (выровненная, слегка вогнутая)

наиболее изученных: здесь проведено глубоководное бурение на нефть и газ, выполнен большой объем геофизических работ.

Твердый сток р. Св. Лаврентия составляет около 3,6 млн. т в год, т. е. почти в 100 раз меньше стока р. Амазонки. Воды этой реки прозрачные, как и у других рек холодной части гумидной зоны. Средняя мутность вод 11,8 мг/л (для Амазонки 156 мг/л, для Миссисипи 833, Ганга 1199, Инда 2448 мг/л), т. е. мутность вод близка к мутности вод Хатанги, Енисея или Невы. Дельты у р. Св. Лаврентия нет, река впадает в эстуарий длиной 570 км [24]. Несмотря на довольно скромные объемы ежегодного сноса у р. Св. Лаврентия огромный подводный конус выноса, имеющий форму не треугольника-дельты, а вытянутого языка. Следует отметить, что для подводных конусов-гигантов вообще типично нарушение исходной дельта-формы, что связано с рядом факторов, в частности для конуса р. Св. Лаврентия большое значение имеет его огромный возраст (с поздней юры). За это время менялось положение плит, системы глубинных течений, уровень океана, подача осадочного материала рекой и др. [34].

Конус лежит на больших (от 2 до 5 тыс. м) глубинах. Длина его составляет около 600, ширина 250—300 км. По площади это целая страна, в 6 раз большая по территории, чем Бельгия. Мощность осадочных отложений достигает 10 км [37]. Средние скорости седиментации в пределах конуса для голоцена около 100 Б, а для последнего оледенения от 200—300 Б, т. е. лавинные. Угол наклона конуса в его верхней части составляет около 5°, а в нижней — менее 1/4°.

Континентальный склон Канады достаточно крутой, на нем видны многочисленные следы отрыва оползней, широко развиты участки выходов древних пород.

По трехчленной системе разделения подводных конусов [30—33, 39—42] верхняя часть конуса выноса начинается с глубин около 2 км. Эта часть конуса характеризуется вогнутой формой с многочисленными долинами оползней, с неправильной поверхностью. Средний конус (глубины от 3 до 5 км) имеет выпуклую форму; его верхняя часть изборождена многочисленными каналами и рукавами, ограниченными намывными валами, а нижняя имеет лопастное строение. Наконец нижняя часть конуса характеризуется вогнутой, выровненной, слегка погружающейся в сторону океана поверхностью. Строение участков конуса между каналами и облик намывных валов также меняются от верхней части конуса к нижней. Для верхней неровной части типичны гиперболические отражения сейсмических волн.

Многочисленные каналы создают дренажную систему конуса, которая собирает осадочный материал (в верхней части склона), транспортирует его (в среднюю часть) и распределяет в нижней. Максимальная глубина русел достигает 840 м на расстоянии около 240 км от бровки шельфа. Русла становятся шире и глубже в сторону океана, в среднем конусе, тогда как в нижнем их глубина составляет всего 50 м. В верхней части конуса русла имеют Y-образную форму в сечении с шириной в основании около 2 км, в средней части — корытообразную форму с шириной по дну более 10 км. Для подводных русел (как и для наземных) типична разная высота бортов: восточный обычно ниже и положение западного. Эти русла (современные и древние) отчетливо прослеживаются на сейсмограммах по четким отражениям, которые связаны с их заполнением песчаным материалом и гравием (подтверждено анализами проб).

От главных русел в нижней части конуса веерообразно отходят многочисленные ответвления, расчленяющие конус, глубина вреза их часто тоже более 500 м. Масштабы русловой системы конуса, как видим, грандиозные.

Густота сети русел, так же как их форма и глубина, меняется в этом конусе в соответствии с закономерностями, характерными для всех подводных конусов. Наибольшая их густота — в верхней части конуса (нередко расстояние между каналами составляет менее 10 км). В рус-

лах и их ответвлениях встречаются одинаково часто как эрозионные, так и аккумулятивные формы. Верхняя часть конуса — область преимущественной эрозии и транспортировки осадочного вещества. В средней части конуса русла расположены намного реже, расстояние между ними достигает 40 км. Здесь господствуют отложения турбидитов, т. е. аккумулятивные формы: сейсмические и отражающие слои (рефлекторы) в этих отложениях прослеживаются на больших расстояниях.

В нижней части конуса русла делаются еще мельче и положе, они ведут к лопастям — главной аккумулятивной форме в этой части конуса — их отложения состоят из тонких слоев, видимых на сеймопрофилях.

Во время землетрясения на Большой Ньюфаундлендской банке в 1929 г. впервые документально по обрывам ряда кабелей был установлен суспензионный поток, направленный со склона в конус выноса р. Св. Лаврентия. Кабели были разорваны по пути следования потока на расстоянии более 200 км. В области разрывов кабелей на площади более 100 тыс. км² были обнаружены на поверхности дна отложения с градиационными текстурами, которые залегали поверх обычных пелагических илов. Местами мощность таких отложений суспензионных потоков достигала 1 м, но чаще находилась в пределах десятков сантиметров. Общий объем отложений в этом потоке составил около 100 км³, что в 8 раз больше суммарного годового твердого стока всех рек мира.

То обстоятельство, что поток стекает по склону крутизной почти в 50 раз большей, чем средняя крутизна речных долин суши, а также большая (~5 км) высота этого склона в сумме и определяют максимальный разгон масс, что приводит к значительным скоростям потока. В общем случае скорость потока пропорциональна корню квадратному из угла наклона, плотности и средней глубины [11]. Плотность суспензии в потоке уменьшается от его основания к верхней части, а также от головной части потока к хвостовой. В местах с наибольшей плотностью концентрируются и наиболее крупные частицы, которые «плавают» в плотной суспензии и оседают в разбавленной.

Важную роль в истории формирования этого конуса играют понижения уровня океана, начиная с эоцена, где они достигали 300 м, а также на последнем этапе (во время оледенений) — на 100—150 м [38].

Обширные исследования по сеймостратиграфии и истории формирования этого конуса сопровождались проходкой ряда скважин нефтяного и глубоководного бурения, но тем не менее идентификация отдельных отражающих слоев недостаточна.

В осадочной толще конуса четко выделяются по крайней мере три отражающих слоя: 1) верхний, выделяющийся только в конусе (горизонт *L*) плио-плейстоцен; 2) средний (слой *A*), по данным бурения отвечающий границе эоцен — ранний олигоцен; 3) нижний (горизонт *beta*), соответствующий готериву — баррему [37].

Формирование нижних слоев осадочной толщи конуса р. Св. Лаврентия началось еще во время отделения Северной Америки от Африки, которое в этом регионе произошло в позднем триасе и завершилось в ранней юре (около 195 млн. лет назад). Это один из древнейших по возрасту океанских конусов.

Мощность осадочной толщи, накопившейся в конусе, колеблется от максимальных значений около 10 км близ бровки шельфа до 2 км близ подводного хребта Аномалия Джи. В приконтинентальной части осадочное тело конуса деформировано соляной тектоникой, что привело к очень сложной картине распределения мощностей. Формирование осадочной толщи здесь было связано с крупными тектоническими событиями (перемещением оси срединного хребта, которое имело место около 175 млн. лет назад, открытием Бискайского залива и отделением Северной Америки и Евразии — около 125—95 млн. лет назад), а также с изменениями условий в водосборе (оледенение) и с колебаниями уровня океана [37]. Составлены интересные карты изопакит осадочного тела конуса для разных временных интервалов [37]. Показательная карта мощности отложений, накопившихся поверх отражающего слоя *A*

(эоцен — ранний олигоцен). Максимальная их мощность достигает 3 км, причем области максимального осадконакопления в это время прижаты к основанию континентального склона. В соответствии со сложной дренажной сетью каньонов наблюдается несколько таких скоплений — линз.

При сопоставлении внешних очертаний подводных конусов во времени видно, как постепенно возрастали размеры конуса: ближе всего к суше его граница проходила в позднем эоцене — олигоцене (и ранее), а следующие три границы относятся к миоцену — плейстоцену. Заметное расширение конусов отвечает уникальному событию позднего фанерозоя — оледенению, которое привело к быстрым, резким и многократным колебаниям уровня океана, сбросу значительной части осадочного вещества с первого на второй глобальный уровень. По наблюдениям в Мексиканском заливе за последние 3 млн. лет насчитывается восемь таких циклов изменений уровня [19]. Столь многочисленных и быстрых изменений уровня за такое короткое время ранее (в мезозое — кайнозое) не отмечается [38]. Возможно, они имели место во время палеозойских и более ранних оледенений.

Самые детальные исследования у атлантических берегов США с применением бурения дали возможность определить мощность осадочных отложений у основания склона в 10—12 км [36], а во впадине Балтимор, которая начала заполняться еще до разделения Американской и Евразийской плит (в триасе — нижней юре), — даже до 15 км [32]. Следы древних ОПБ, возникших еще в древних водоемах, существовавших на некогда единой плите, а потом разделенной на две части, лежащие по обе стороны Атлантики, осложняют картину распределения мощностей осадочных толщ в этом районе, так же как и у берегов северо-западной Африки, где сохранились правые (восточные) части этих осадочных образований.

Обстоятельное изучение континентальных окраин Канады [27] также показывает остатки некогда единых ОПБ, разорванных впоследствии срединным хребтом и оказавшихся в настоящее время по обе стороны Атлантики удаленными на многие тысячи километров.

На континентальной окраине Норвежско-Гренландского бассейна раскрытие океана произошло значительно позднее, чем у берегов Лабрадора (60—40 млн. лет назад) [14] и было двухэтапным. Вдоль континентальной окраины Норвегии протягивается мощная толща осадков с максимальными значениями мощностей более 8 км. Это осадочное тело, видимо, продолжает осадочное тело Северного моря; нижние его части связаны с древними ОПБ, которые были затем разорваны рифтовым (срединным) хребтом и оказались на периферии океана.

«Малые океаны». Рассмотрим распределение осадочного вещества в крупнейших морях («малых океанах»), имеющих кору океанского типа: Мексиканском заливе, Средиземном и Черном морях — и сопоставим их с краевыми морями, отделенными от океана грядами островных дуг (Южно-Китайское, Японское, Охотское, Берингово).

Одна из древнейших областей лавинной седиментации — *Мексиканский залив* — по данным тектоники плит существует более 150 млн. лет. Сюда впадает р. Миссисипи и ряд других крупных рек. Можно предполагать, что осадочная толща на дне этого залива имеет значительную мощность. Седиментация здесь продолжалась, таким образом, во много раз дольше, чем в большинстве других известных конусов выноса (Нил около 6—5,5 млн. лет, Амазонка 10—20 млн. лет, Ганг и Брахмапутра, а также Инд около 50 млн. лет, а особенно энергично с миоцена) [9].

Мексиканский залив — один из наиболее изученных участков Мирового океана с корой океанского типа. Здесь были проведены многочисленные исследования сейсмическими методами, пройдено около 15 скважин глубоководного бурения, а также многие тысячи нефтяных скважин. Мощность только кайнозойских отложений на дне залива

колоссальна — она достигает 5 км в центральной и 15—18 км в северо-западной части залива [13, 18].

Огромный водосборный бассейн р. Миссисипи (площадь 3,248 млн. км²), а также рек Алабама, Брасос, Колорадо и Рио-Гранде многие десятки миллионов лет поставляет осадочное вещество в залив. О скорости седиментации можно судить по карте мощностей только плейстоценовых (т. е. возраста до 1,8 млн. лет) отложений (фиг. 3). Осадочно-породные бассейны очерчиваются здесь изопакхитой 1000 м (или при переводе в скорости при продолжительности плейстоцена около 2 млн. лет — около 500 Б), а максимальная мощность в них около 5000 м (отвечает скорости 2500 Б), т. е. это огромная область лавинной седиментации. Главный ОПБ прилегает к р. Миссисипи, а в юго-западной части залива выделяют подводные конусы Веракрус и Кампече. Под тяжестью гигантских масс рыхлых осадков толща эвапоритов на дне залива, подстилающая осадки, выжимается, создавая сложную соляную тектонику; местами соляные куполы выходят на поверхность дна.

Мексиканский залив — пример почти замкнутого водоема с асимметричной подачей осадочного материала с севера и очень малым его поступлением из других регионов, где площади водосбора незначительны, а речной сток минимален в связи с аридностью климата (Мексика). Область лавинной седиментации в плейстоцене (скорость более 100 Б) ограничивается изопакхитой 200 м, она тесно связана с основанием континентального склона в заливе (конус выноса Миссисипи и осадочный клин Сигсби). В пелагическом направлении они переходят в пологозалегающие отложения абиссали залива, которые связаны с чередованием по вертикали дистальных частей турбидитов и нормальных пелагических осадков.

Как видно из карты скоростей осадкообразования в *Средиземном море*, составленной по последним данным К. М. Шимкусом [16], лавинные скорости седиментации (более 100, в ряде мест более 200 Б) встречаются по периферии этого водоема (фиг. 4). Они максимальны в дельте Нила и к востоку от нее, куда сносится главная часть осадочного вещества дельты, а также в Адриатическом море, где концентрируется осадочный материал из р. По и других рек Италии. Высокие значения скоростей отмечаются также у берегов Африки в западной части моря. У западных берегов Италии скорости седиментации увеличиваются также за счет продуктов современного вулканизма (так же как и в ряде мест Эгейского моря).

Сопоставление карты распределения скоростей в голоцене с картой изопакхит осадочной толщи (см. фиг. 4, а и б) показывает существенные отличия: места накопления осадочного вещества в голоцене и на более ранних этапах развития этого водоема существенно разнятся. В Средиземном море не выделяется осадочный тороид, опоясывающий основание склона морей и океанов, осадочный материал здесь как бы сметен к центральным частям водоема. Это связано с необычной историей этого водоема, который в прошлом неоднократно терял связь с океаном и пересыхал. При этом главная масса рыхлого осадочного вещества сносилась в наиболее глубокие части бассейна, что установлено сейсмическими работами. На дне Средиземного моря выявлены огромные толщи эвапоритов, закономерности размещения которых отличаются от распределения морских отложений [10]. Если рассмотреть распределение мощностей послемессинских отложений, то устанавливаются закономерности, общие для всех водоемов: концентрация осадочного вещества в поясе второго глобального уровня лавинной седиментации.

Осадочный чехол *Эгейского моря* изучен при обширных сейсмических исследованиях с опорным нефтяным бурением, здесь же выполнено бурение с судна «Гломар Челленджер» [35]. Возраст рыхлых отложений постплиоценовый, т. е. они накапливались уже после мессинских регрессий, когда вся область моря становилась сушей. Области лавинной седиментации здесь, таким образом, молодые (не более 5 млн. лет), причем располагаются в понижениях рельефа дна моря. Важное зна-

(эоцен — ранний олигоцен). Максимальная их мощность достигает 3 км, причем области максимального осадконакопления в это время прижаты к основанию континентального склона. В соответствии со сложной дренажной сетью каньонов наблюдается несколько таких скоплений — линз.

При сопоставлении внешних очертаний подводных конусов во времени видно, как постепенно возрастали размеры конуса: ближе всего к суше его граница проходила в позднем эоцене — олигоцене (и ранее), а следующие три границы относятся к миоцену — плейстоцену. Заметное расширение конусов отвечает уникальному событию позднего фанерозоя — оледенению, которое привело к быстрым, резким и многократным колебаниям уровня океана, сбросу значительной части осадочного вещества с первого на второй глобальный уровень. По наблюдениям в Мексиканском заливе за последние 3 млн. лет насчитывается восемь таких циклов изменений уровня [19]. Столь многочисленных и быстрых изменений уровня за такое короткое время ранее (в мезозое — кайнозое) не отмечается [38]. Возможно, они имели место во время палеозойских и более ранних оледенений.

Самые детальные исследования у атлантических берегов США с применением бурения дали возможность определить мощность осадочных отложений у основания склона в 10—12 км [36], а во впадине Балтимор, которая начала заполняться еще до разделения Американской и Евразийской плит (в триасе — нижней юре), — даже до 15 км [32]. Следы древних ОПБ, возникших еще в древних водоемах, существовавших на некогда единой плите, а потом разделенной на две части, лежащие по обе стороны Атлантики, осложняют картину распределения мощностей осадочных толщ в этом районе, так же как и у берегов северо-западной Африки, где сохранились правые (восточные) части этих осадочных образований.

Обстоятельное изучение континентальных окраин Канады [27] также показывает остатки некогда единых ОПБ, разорванных впоследствии срединным хребтом и оказавшихся в настоящее время по обе стороны Атлантики удаленными на многие тысячи километров.

На континентальной окраине Норвежско-Гренландского бассейна раскрытие океана произошло значительно позднее, чем у берегов Лабрадора (60—40 млн. лет назад) [14] и было двухэтапным. Вдоль континентальной окраины Норвегии протягивается мощная толща осадков с максимальными значениями мощностей более 8 км. Это осадочное тело, видимо, продолжает осадочное тело Северного моря; нижние его части связаны с древними ОПБ, которые были затем разорваны рифтовым (срединным) хребтом и оказались на периферии океана.

«Малые океаны». Рассмотрим распределение осадочного вещества в крупнейших морях («малых океанах»), имеющих кору океанского типа: Мексиканском заливе, Средиземном и Черном морях — и сопоставим их с краевыми морями, отделенными от океана грядами островных дуг (Южно-Китайское, Японское, Охотское, Берингово).

Одна из древнейших областей лавинной седиментации — *Мексиканский залив* — по данным тектоники плит существует более 150 млн. лет. Сюда впадает р. Миссисипи и ряд других крупных рек. Можно предполагать, что осадочная толща на дне этого залива имеет значительную мощность. Седиментация здесь продолжалась, таким образом, во много раз дольше, чем в большинстве других известных конусов выноса (Нил около 6—5,5 млн. лет, Амазонка 10—20 млн. лет, Ганг и Брахмапутра, а также Инд около 50 млн. лет, а особенно энергично с миоцена) [9].

Мексиканский залив — один из наиболее изученных участков Мирового океана с корой океанского типа. Здесь были проведены многочисленные исследования сейсмическими методами, пройдено около 15 скважин глубоководного бурения, а также многие тысячи нефтяных скважин. Мощность только кайнозойских отложений на дне залива

колоссальна — она достигает 5 км в центральной и 15—18 км в северо-западной части залива [13, 18].

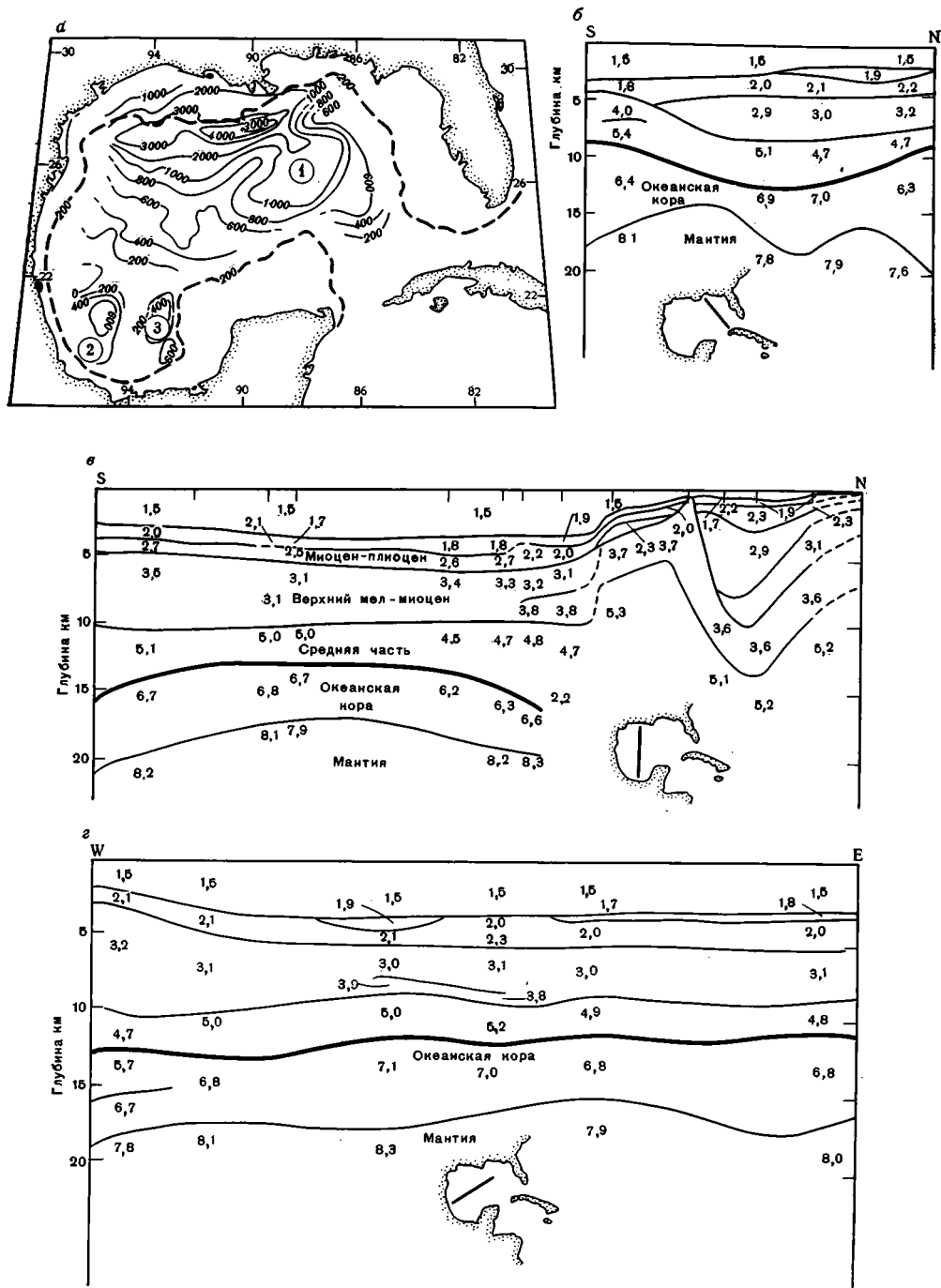
Огромный водосборный бассейн р. Миссисипи (площадь 3,248 млн. км²), а также рек Алабама, Брасос, Колорадо и Рио-Гранде многие десятки миллионов лет поставляет осадочное вещество в залив. О скорости седиментации можно судить по карте мощностей только плейстоценовых (т. е. возраста до 1,8 млн. лет) отложений (фиг. 3). Осадочно-породные бассейны очерчиваются здесь изопакхитой 1000 м (или при переводе в скорости при продолжительности плейстоцена около 2 млн. лет — около 500 Б), а максимальная мощность в них около 5000 м (отвечает скорости 2500 Б), т. е. это огромная область лавинной седиментации. Главный ОПБ прилегает к р. Миссисипи, а в юго-западной части залива выделяют подводные конусы Веракрус и Кампече. Под тяжестью гигантских масс рыхлых осадков толща эвапоритов на дне залива, подстилающая осадки, выжимается, создавая сложную соляную тектонику; местами соляные куполы выходят на поверхность дна.

Мексиканский залив — пример почти замкнутого водоема с асимметричной подачей осадочного материала с севера и очень малым его поступлением из других регионов, где площади водосбора незначительны, а речной сток минимален в связи с аридностью климата (Мексика). Область лавинной седиментации в плейстоцене (скорость более 100 Б) ограничивается изопакхитой 200 м, она тесно связана с основанием континентального склона в заливе (конус выноса Миссисипи и осадочный клин Сигсби). В пелагическом направлении они переходят в пологозалегающие отложения абиссали залива, которые связаны с чередованием по вертикали дистальных частей турбидитов и нормальных пелагических осадков.

Как видно из карты скоростей осадкообразования в *Средиземном море*, составленной по последним данным К. М. Шимкусом [16], лавинные скорости седиментации (более 100, в ряде мест более 200 Б) встречаются по периферии этого водоема (фиг. 4). Они максимальны в дельте Нила и к востоку от нее, куда сносится главная часть осадочного вещества дельты, а также в Адриатическом море, где концентрируется осадочный материал из р. По и других рек Италии. Высокие значения скоростей отмечаются также у берегов Африки в западной части моря. У западных берегов Италии скорости седиментации увеличиваются также за счет продуктов современного вулканизма (так же как и в ряде мест Эгейского моря).

Сопоставление карты распределения скоростей в голоцене с картой изопакхит осадочной толщи (см. фиг. 4, а и б) показывает существенные отличия: места накопления осадочного вещества в голоцене и на более ранних этапах развития этого водоема существенно разнятся. В Средиземном море не выделяется осадочный торонд, опоясывающий основание склона морей и океанов, осадочный материал здесь как бы сметен к центральным частям водоема. Это связано с необычной историей этого водоема, который в прошлом неоднократно терял связь с океаном и пересыхал. При этом главная масса рыхлого осадочного вещества сносилась в наиболее глубокие части бассейна, что установлено сейсмическими работами. На дне Средиземного моря выявлены огромные толщи эвапоритов, закономерности размещения которых отличаются от распределения морских отложений [10]. Если рассмотреть распределение мощностей послемессинских отложений, то устанавливаются закономерности, общие для всех водоемов: концентрация осадочного вещества в поясе второго глобального уровня лавинной седиментации.

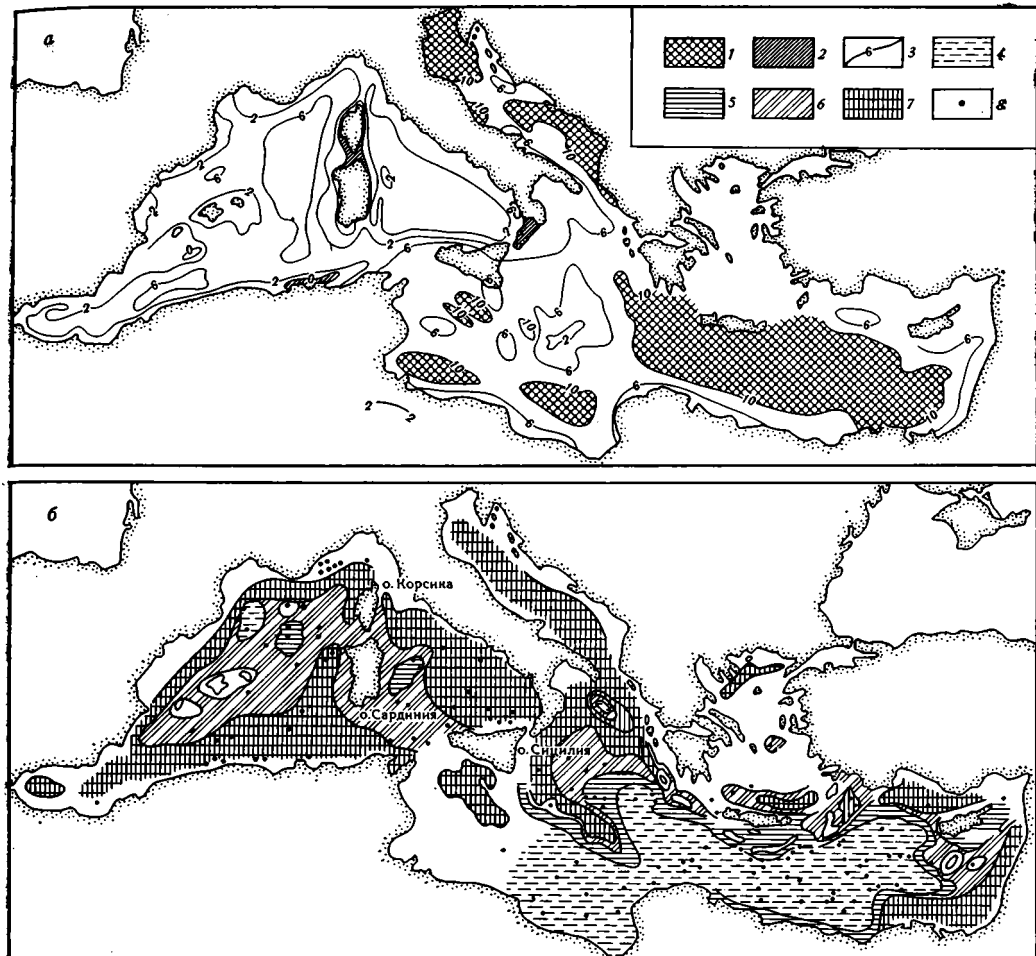
Осадочный чехол *Эгейского моря* изучен при обширных сейсмических исследованиях с опорным нефтяным бурением, здесь же выполнено бурение с судна «Гломар Челленджер» [35]. Возраст рыхлых отложений постплиоценовый, т. е. они накапливались уже после мессинских регрессий, когда вся область моря становилась сушей. Области лавинной седиментации здесь, таким образом, молодые (не более 5 млн. лет), причем располагаются в понижениях рельефа дна моря. Важное зна-



Фиг. 3. Лавинная седиментация в Мексиканском заливе

а — мощность осадочной толщи плейстоцена (1,8 млн. лет) [13]. Край шельфа обозначен пунктиром. Подводные конусы выноса: 1 — Миссисипи; 2 — Кампече; 3 — Вера-крус. б—г — сейсмические разрезы осадочной толщи [26]. Цифры — скорости звука в основных слоях осадочной толщи. Под разрезами показано их схематическое положение

чение имеют подводные хребты и островные гряды, действующие как преграды для осадочного материала. Таким образом, в Эгейском море располагаются довольно многочисленные ловушки осадочного вещества. Во время колебаний уровня океана в позднекайнозойское время в связи с оледенениями уровень снижался на 150 м, при этом море ока-



Фиг. 4. Мощность осадочной толщи (а) и скорости седиментации (б) в Средиземном море

1 — осадочно-породные бассейны с мощностью >10 км [10]; 2 — участки без осадочного покрова или с мощностью в сотни метров; 3 — изопахиты, км. Скорость седиментации для голоцена [16], б: 4 — <30 ; 5 — от 30 до 50; 6 — от 50 до 100; 7 — >100 (лавинные); 8 — станции

зывалось разбитым на отдельные бассейны, в которые сносился осадочный материал с находившихся над уровнем бассейна участков дна. Отсюда столь сложная мозаичная картина распределения осадочных отложений: она отвечает сохранению осадков только в понижениях дна и смыву их с поднятий. О выносе значительной части осадков из Эгейского моря при четвертичных понижениях уровня свидетельствует то, что мощности осадочной толщи к югу от островов Крит и Родос достигают 1000—1200 м и более.

Подводный конус выноса о-ва Менорка (Балеарские острова) был детально изучен, что дает возможность сопоставлять во времени процессы образования подводных конусов в западной части Средиземного моря (конус Менорка) с восточной частью (р. Нил) [28]. Эти конусы существенно отличаются по тектоническому положению, особенностям питания, составу осадочного материала и морфологии осадочных образований.

Для конуса Нила [9] типично огромное поступление в основном тонкозернистого (глинистого) материала, который подготовлен выветриванием в экваториальной зоне; отложение его идет на пологом склоне, мощность турбидитов обычно не более 1 м, а чаще около 0,3 м, конус выражен слабо, он не имеет четких русел и лопастного строения.

Для подводного конуса о-ва Менорка, расположенного на глубинах 2000—2700 м, характерно питание материалом, снесенным с гор мелкими реками и ручьями, т. е. значительную роль играет грубый материал (гравий, песок). Склон острова крутой. Каньон разветвляется на каналы, а конус разделен на четкие лопасти. Отложение в конусе Нила идет при слабых течениях, в конусе Менорки — при сильных.

Для скорости седиментации в конусе Менорки характерна закономерность, отмеченная для Нила и других конусов: современные значения скоростей (в среднем около 80 Б) на втором уровне в 3—4 раза ниже, чем во время падений уровня моря в четвертичное время, когда сбрасывался осадочный материал с первого уровня.

Меняется в разрезе также и литология осадков, что дает возможность выделить несколько циклотем, каждая из которых отвечает четвертичным трансгрессиям и регрессиям [28]. Эти циклотемы оказались сходными для фенот западной (о-в Менорка) и восточной (р. Нил) частей Средиземного моря, одинаковы также и направленные изменения скоростей в связи с колебаниями уровня моря.

Сейсмическими методами и эхолотированием с получением многочисленных колонок изучены также подводные конусы рек Рона, стекающей с Альп, и Эбро, дренирующей Пиренеи. Твердый сток этих рек определен в 2 млн. т в год для каждой [20].

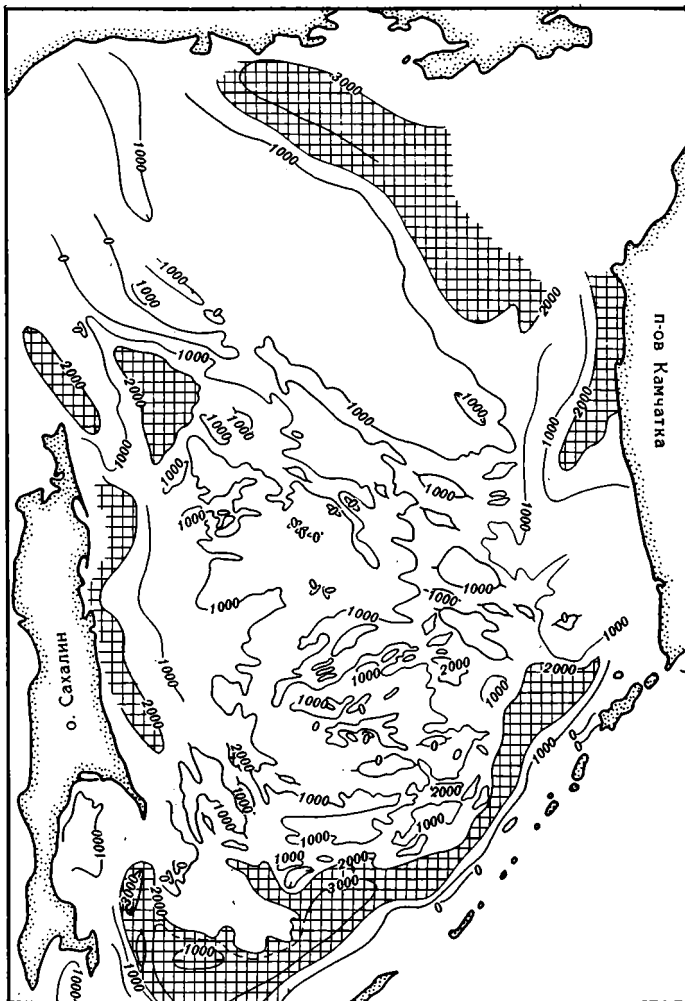
Подводный каньон р. Рона, а также конус выноса выражены очень четко. Площадь конуса около 10 тыс. км². Каньон меандрирует по склону от устья реки. Крутизна склона здесь около 4%, у основания склона она снижается до 0,8%, где каньон имеет ширину 2—5 км. В нижней части конуса крутизна склона снижается до 0,6% и единый канал разделяется на серию ответвлений («птичья лапа»). Сейсмическими методами обнаружена миграция этих каналов во времени. Таким образом, этот конус морфологически и литологически выражен очень четко, он сходен с конусами, изученными у берегов Калифорнии и Орегона [29—32].

Подводный конус р. Эбро резко отличается от конуса р. Роны, расположенного от него на небольшом расстоянии. Здесь нет единого каньона, собирающего материал со склона, часть материала уходит из реки и не попадает в каньон, а поступает, очевидно, в желоб Валенсия. Поэтому при равном твердом стоке конус р. Эбро значительно меньше по размерам, чем конус р. Роны [20, 21].

Сопоставление современных и кайнозойских скоростей седиментации в Средиземном море с размещением мощностей свидетельствует о том, что области с максимальными мощностями возникли в результате перемещения осадочного материала с верхних уровней в центральные части бассейна. В этом убеждают данные фациального анализа толщ и изучения их вещественного состава (в особенности обломочных минералов).

В современных осадках *Черного моря* лавинные скорости седиментации (более 100 Б) отмечаются по периферии водоема, а в его центральных частях располагаются три пятна со скоростями менее 100 Б [17]. Лавинные скорости были обнаружены и при анализе кернов глубоководного бурения, однако керны не достигли и 1/10 части общей мощности осадочной толщи. По геофизическим данным осадочный чехол Черного моря имеет мощность 12—16 км, а кора этого водоема в центральных его частях «до некоторой степени океаническая» [12]. Распределение мощностей на втором уровне здесь, как и в Средиземном море, аномальное (центральный тип), что связано с многократными нарушениями связи моря с океаном.

Окраинные моря. Дальневосточные моря СССР. За последние 10 лет получены данные о распределении осадочной толщи на дне дальневосточных морей, омывающих берега СССР (Японское, Охотское, Берингово). Эти моря отделены от океана островными дугами и кора в них относится большинством исследователей к переходному типу. Это, таким образом, не «малые океаны», как Мексиканский

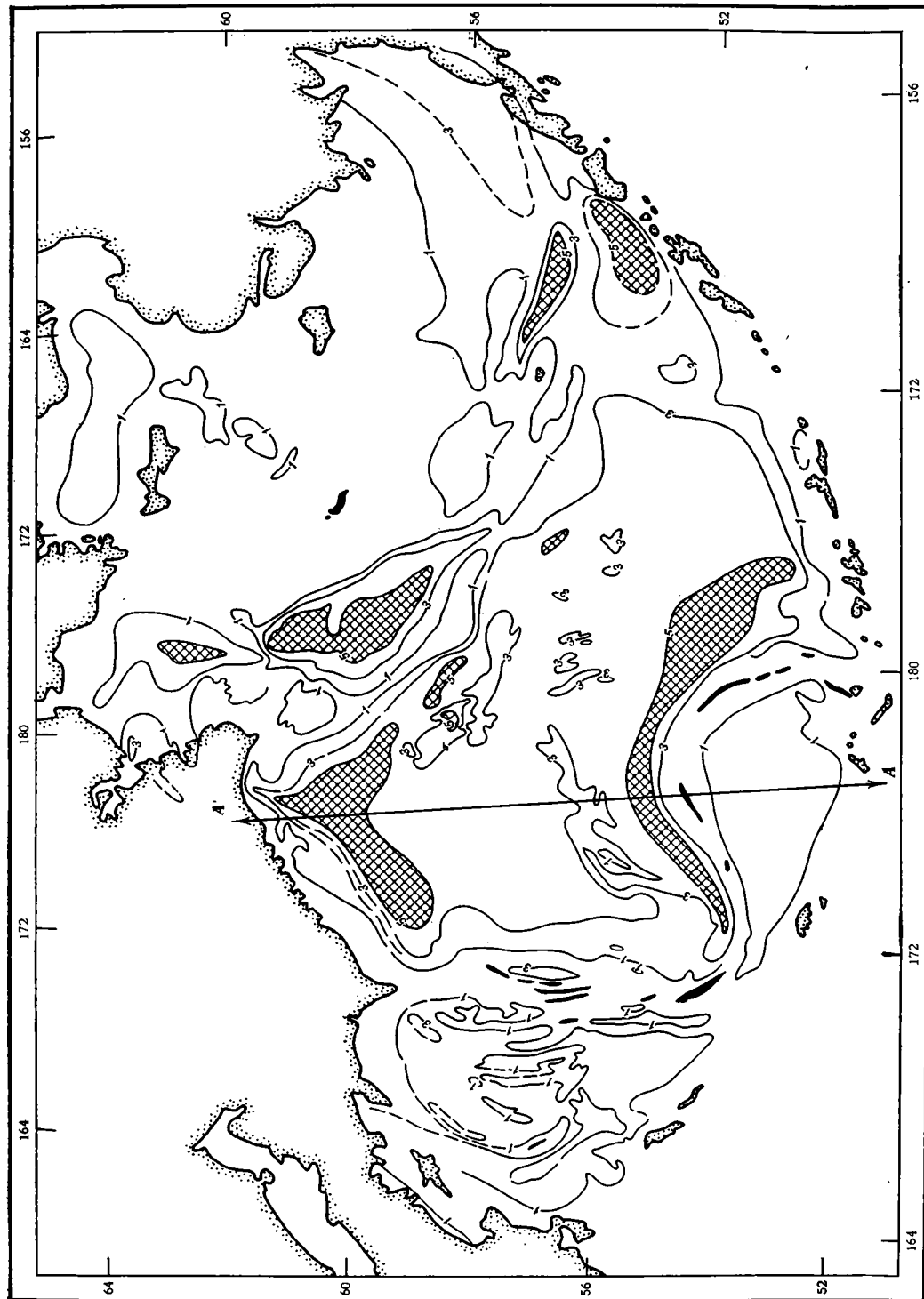


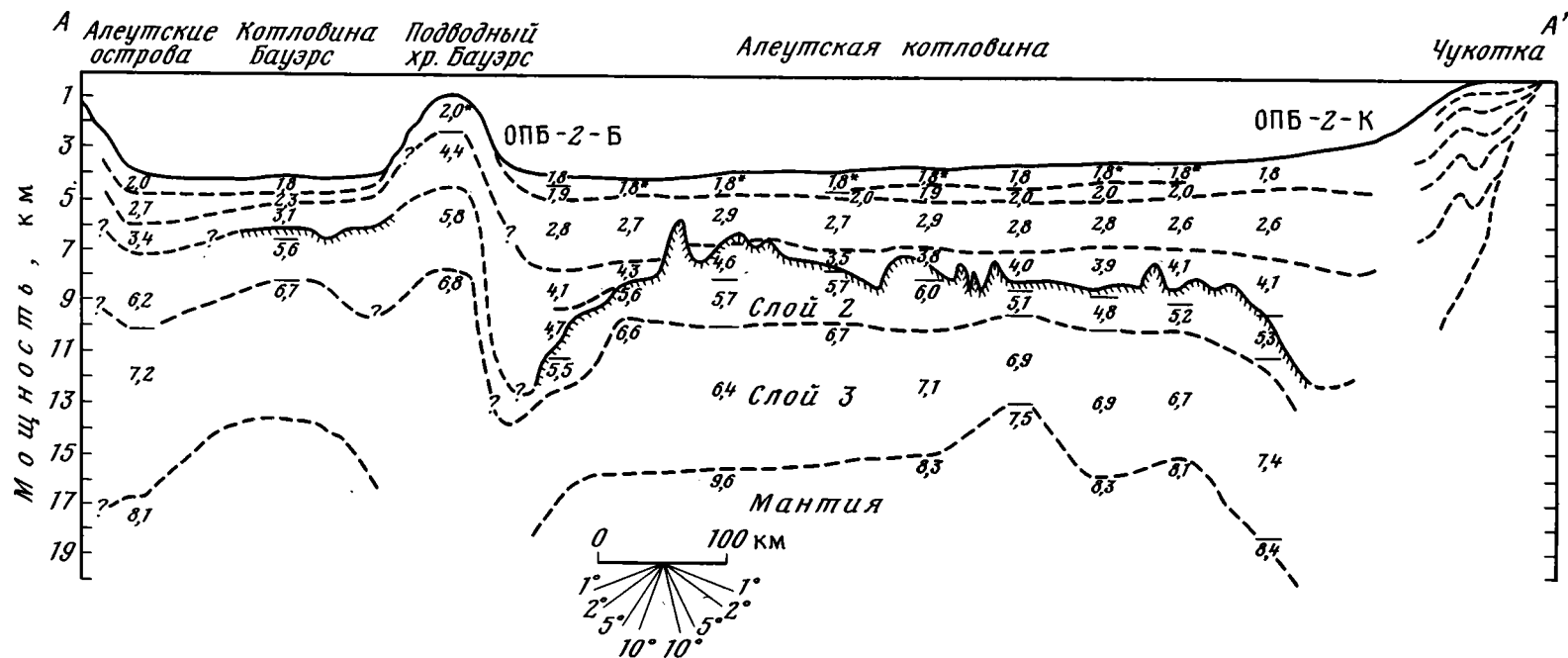
Фиг. 5. Осадочно-породные бассейны второго глобального уровня в Охотском море. Мощность осадочного чехла приведена в километрах. Заштрихованы осадочно-породные бассейны с мощностью осадочной толщи > 2 км [1]

залив, Карибское и Средиземное моря. Все эти водоемы в истории развития были постоянно связаны с Мировым океаном, отражали колебания его уровня. Сохраняются ли в таких водоемах установленные для океанов закономерности распределения осадочного материала по глобальным уровням? Из карт распределений осадочных отложений видно, что они размещаются на дне неравномерно: выделяется несколько осадочно-породных бассейнов, протягивающихся и на сушу. Максимальная мощность отложений в них превышает 3—6 км.

В северной части Японского моря выделяется ОПБ Татарского залива с максимальными (4—5 км и более) мощностями [5]. Того же порядка и даже выше максимальные значения мощностей в ОПБ Южно-Китайского моря (до 10 км в Таиландском заливе и 9 км в прогибе Саравак).

Охотское море подобно океану опоясано ОПБ второго глобального уровня, которые особенно четко выражены в его западной, южной и восточной частях (фиг. 5). Здесь мощность осадочных отложений превышает 2 км, а в ОПБ северного Хоккайдо — более 4 км [1]. ОПБ с мощностями более 5—6 км встречаются близ Северного Сахалина, а также в северо-восточной части моря, где на большой площади мощность осадков превышает 4 км. Возраст осадочного заполнения Охот-





Фиг. 6. Осадочно-породные бассейны (ОПБ) Берингова моря. Изопахиты проведены через 1, 3 и 5 км; заштрихованы ОПБ с мощностью осадочного чехла > 5 км [4]. Меридиональный разрез АА' через Берингово море от Чукотки до Алеутских островов проведен по сейсмическим данным [22]. Цифры на разрезе — скорость звука, км/с

ОПБ-2-Б и ОПБ-2-К — Бауэровский и Карякский осадочно-породные бассейны

ского моря исчисляется с позднего палеогена-неогена [25]. Шесть крупнейших ОПБ второго глобального уровня (ОПБ-2) объединяются в Охотском море в периферический пояс, сходный с океанским.

Максимальная мощность осадочного чехла *Берингова моря* (фиг. 6) достигает 10 км. Главными ОПБ с мощностями более 5 км являются следующие: 1) Бауэрс (до 9 км), 2) Нунивак (до 10 км), 3) Св. Георгия (до 7 км), 4) Наварин (из двух депрессий с максимальными мощностями более 10 км), 5) Анадырского залива (до 9 км), 6) Прикорякский (до 9 км) [4]. На схеме отчетливо видно, что эти ОПБ второго глобального уровня располагаются (как и в океанах), образуя в плане неправильное кольцо — тороид, опоясывающее море (иногда с перерывами) у основания склона. Картина распределения ОПБ в этих морях, таким образом, имеет те же характерные особенности, что и в океанах. Существуют, однако, и любопытные особенности, важные для понимания сути процесса.

В крайней западной из глубоководных котловин Берингова моря — Командорской, максимальные значения мощностей не превышают 4 км. Она отделена от Алеутской глубоководной впадины подводным хребтом Ширшова, у основания склонов которого выделяются мелкие ОПБ с мощностями осадочной толщи до 2 км (на вершинах хребта обнажаются коренные породы, осадочный слой очень тонкий или отсутствует).

Резкая разница в средних и максимальных значениях мощностей в ОПБ этих котловин наводит на мысль о разном возрасте фундамента в Командорской и Алеутской котловинах, что подтверждается данными сейсмических, магнитных исследований и частично бурения. Осадконакопление в Алеутской впадине идет с верхнего мела, в Командорской значительно позже — с миоцена. Понятно поэтому, что тороидальное осадочное тело Командорской котловины имеет мощность в 2—4 раза меньшую, чем Алеутской. Этот пример показывает, что тороидальная картина расположения осадочных тел у основания склона сохраняется независимо от возраста, меняется только значение мощности в них.

На разрезе через Берингово море (см. фиг. 6) видно возникновение мощного ОПБ-2 — Корякского с максимальными значениями мощности до 10 км (отражения нечеткие), а южнее — ОПБ-2 — Бауэрс, где максимальные мощности также достигают 9 км. Котловина Бауэрс, так же как и корякская, имеет намного более молодой (миоценовый) фундамент, что отражается как на мощности отдельных слоев, выделяемых по сейсмоакустическим данным, так и на суммарной мощности осадочной толщи. Разрез пересекает две части тороида, опоясывающего основание склона Берингова моря. Как и в Охотском море, в конечном водоеме стока — Беринговом море выделяется несколько ОПБ, причем среди них выделяются по крайней мере шесть ОПБ-2.

При уменьшении размеров бассейнов внутренние стороны тороида сближаются, а затем сливаются, т. е. в небольших по площади водоемах тороидная система распределения масс осадочного вещества сменяется центральной.

Центральная система распределения осадочного материала возникала в водоемах и в тех случаях, когда в ходе их истории наблюдались этапы осушения или резкого снижения уровня. Примером может служить *Средиземное море*. В верхнем миоцене (мессинское время) имело место осушение моря со снижением уровня относительно современного океанского на 2 км и отложением мощных толщ эвапоритов («мессинская толща») в понижениях дна. При этом устьевые участки и нижние части долин рек бассейна Средиземного моря врезались на глубину до 1,5 км (снижение базиса эрозии), откладывая осадочный материал не на шельфе и не на склоне, а в центральных частях моря. В итоге здесь возникли ОПБ с мощностью отложений до 16 км, причем большая их часть расположена в центральной и восточной частях моря (см. фиг. 6, а).

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ТЕЛА ВТОРОГО УРОВНЯ ЛАВИННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ. ОСАДОЧНЫЙ ТОРОИД, ОСАДОЧНЫЙ КЛИН. МОДЕЛИ ОСАДОЧНОГО ТЕЛА

Итак, у основания материкового склона, судя по показателям количественного распределения осадочного материала (концентрация взвеси, скорость, мощность), в глобальных масштабах происходит накопление осадочного вещества в количествах, превышающих все остальные регионы Мирового океана. Если представить себе идеальный конечный водоем стока округлой формы (море или океан), то он оказывается опоясанным полосой лавинных отложений второго уровня, расположенной у основания континентального склона. В разрезе это скопление осадочного вещества представляет собой плоско-выпуклую линзу асимметричной формы: вытянутую в пелагическом направлении и крутую у основания склона. В трехмерном представлении это осадочное тело имеет форму *тороида* (кольца), уплощенного сверху. По простиранию ширина и мощность тороида меняются — максимальные — в гумидных зонах, в особенности близ впадения рек-гигантов, минимальные — в аридных, т. е. в местах минимального поступления вещества. Кроме факторов седиментационной природы влияют также и тектонические факторы, а также подводные течения и др. На разрезе, проведенном по нормали к материковому склону, сечение тороида имеет, как уже отмечалось, клиновидную форму (крутая часть клина у склона, пологая уходит в пелагиаль). Поэтому отложения второго глобального уровня при региональном описании нередко называют *осадочным клином*.

Это осадочное тело местами прерывается, распадаясь на отдельные осадочно-породные бассейны, но контуры тороида, опоясывающего периферию водоема у основания склона, прослеживаются почти всегда. При односторонней подаче осадочного материала в водоем (Мексиканский залив) тороид становится асимметричным.

Осадочное тело тороида состоит как бы из отдельных *строительных модулей* — подводных конусов выноса, продолжающих крупные реки или связанных с дренажной системой континентального склона. В этом плане основание склона напоминает предгорья аридных зон с многочисленными сухими конусами выноса. Отдельные подводные конуса, сложно сочетаясь, складываются в мощную осадочную толщу — область лавинной седиментации второго уровня. Это как бы главные элементарные строительные единицы — кирпичи, из которых сложены гигантские осадочные образования этого уровня. Приведенные выше примеры количественного распределения осадочного вещества на втором глобальном уровне необходимо дополнить еще данными о качественном составе этого вещества, его структурных и текстурных особенностях. В конечном счете это дает возможность выявления общих закономерностей, построения модели лавинной седиментации на втором глобальном уровне. Этому вопросу будет посвящено следующее сообщение.

Литература

1. Береснев А. Ф., Удинцев Г. Б., Морозов Ю. И. и др. Строение осадочного чехла и акустического фундамента по данным ГСП. — В кн.: Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981, с. 19—46.
2. Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978, т. 1. 355 с., т. 2. 371 с., т. 3. 401 с.
3. Гнибиденко Г. С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 161 с.
4. Гнибиденко Г. С. Тектоника Берингова моря. — В кн.: Геологическая история Берингова моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ, 1981, с. 5—26.
5. Конюхов А. И. Окраины материков: обстановка осадконакопления, геотектоника, эволюция в мезозое и кайнозое: Автореф. докт. дис. МГУ, 1982.
6. Лисицын А. П. Общие закономерности строения осадочных толщ океана. — В кн.: Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 36—104.
7. Лисицын А. П. Лавинная седиментация. — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 1982, с. 3—59.
8. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение I. — Литология и полез. ископаемые, 1983, № 6, с. 3—27.

9. Лисицын А. П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Сообщение 2.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 1, с. 3—27.
10. Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. Общие закономерности глубинного строения по комплексным геофизическим исследованиям.— В кн.: Земная кора и история развития Средиземного моря. М.: Наука, 1982, с. 55—63.
11. Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981, с. 1—438.
12. Росс Д. В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979, с. 14—27.
13. Стюарт Ч. Дж., Каухгей Ч. А. Сейсмофации и седиментология осадков плейстоцена в северо-западной и центральной части Мексиканского залива.— В кн.: Сейсмическая стратиграфия. Т. 2. М.: Мир, 1982, с. 457—502.
14. Тальвани М., Эдхольм О. Континентальные окраины в Норвежско-Гренландском бассейне.— В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 2. М.: Мир, 1978, с. 49—71.
15. Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 3—24.
16. Шимкус К. М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981, с. 239.
17. Шимкус К. М., Емельянов Е. М., Тримонис Э. С. Донные отложения и черты четвертичной истории Черного моря.— В кн.: Земная кора и формирование Черноморской впадины. М.: Наука, 1975, с. 138—163.
18. Antoine J., Pyle T. E. Crustal studies in the gulf of Mexico.— Tectonophysics, 1970, v. 10, p. 477—494.
19. Beard J. H., Sangree I. B., Smith L. A. Quaternary chronology, paleoclimate, depositional sequences and eustatic cycles.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982, v. 66/2.
20. Bellaiche G., Droz L., Aloisi J. C. e. a. The Ebro and the Rhone deep-sea fans: first comparative study.— Marine Geol., 1981, v. 43, p. M75—M85.
21. Bellaiche G., Thiriot-Quievreux G. The origin and significance of a thick deposit of pteropod shells in the Rhone sea fan.— Paleogeogr., Palaeoclimat., Palaeocol., 1982, v. 39, p. 129—137.
22. Cooper A. K., Scholl D. W., Marlow M. S. e. a. Hydrocarbon potential of Aleutian Basin, Bering Sea.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, v. 63, № 11, p. 2070.
23. Damuth J. E., Kumar N. Amazon Cone: morphology, sediments, age and growth.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, N 8, p. 863—878.
24. d'Anglejan B., Briseloirs M. Recent sediments of the St. Lawrence middle estuary.— J. Sediment. Petrol., 1978, v. 48, p. 951—964.
25. Gribidenko H. S., Khvedchuk I. I. The tectonics of the Okhotsk sea.— Marine Geol., 1982, v. 50, p. 155—198.
26. Ibrachim A. K. e. a. Crustal structure in Gulf of Mexico from OBS refraction and multichannel reflection data.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 65, N 7.
27. Keen C. E., Hyndman R. D. Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada.— Canad. J. Earth Sci., 1979, v. 16, p. 712—747.
28. Maldonado A., Stanley D. J. Depositional patterns and late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: a comparison.— Marine Geol., 1979, v. 31.
29. Nelson C. N., Kulm V. Submarine fans and channels.— In: Turbidites and deep-water sedimentation. SEPM, Pacific section short course lecture notes, 1973, p. 39—78.
30. Nelson C. N., Normak W. R., Bouma A. H., Carlsson P. R. Thin-bedded turbidites in modern submarine canyons and fans.— In: Sedimentation in Submarine canyons, fans and trenches. Dowden: Hutchinson and Ross Inc., 1978, p. 177—189.
31. Normak W. R. Growth patterns of deep-sea fans.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, v. 54, p. 2170—2195.
32. Normak W. R. Submarine canyons and fan velleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans.— In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. SEPM Spec. Publ., 1974, v. 19, p. 56—68.
33. Schlee J. S. Seismic stratigraphy of Baltimore canyon trough.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 65, p. 26—53.
34. Stow D. A. Laurentian fan: morphology, sediments, processes and growth pattern.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, p. 375—393.
35. Stanley D. J., Perrisoratis C. Aegean sea ridge barrier and basin sedimentation patterns.— Marine Geol., 1977, v. 24, p. 97—107.
36. Talwani M., Langseth M. Ocean crustal dynamics.— Science, 1981, v. 213, p. 22—31.
37. Uchupi E., Austin J. A. The stratigraphy and structure of the Laurentian cone region.— Canad. J. Earth Sci., 1979, v. 16, p. 1726—1752.
38. Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. P. 4. In: Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration. AAPG, 1977, Mem. 26, p. 83—97.
39. Walker R. G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.— J. Sediment. Petrol., 1967, v. 37, p. 25—43.
40. Walker R. G. Facies models. 2. Turbidites and associated coarse clastic deposits.— Geol. Canada, 1976, v. 3, p. 25—36.
41. Walker R. G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps.— AAPG. Bull., 1978, v. 62, p. 932—966.
42. Walker J. R., Massingill J. V. Slump features on the Missisipi fan, north-eastern gulf of Mexico.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, p. 3101—3108.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
18.III.1984

УДК 551.35(265.4) -

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ТИПИЗАЦИЯ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ЯПОНСКОГО МОРЯ. СООБЩЕНИЕ I

ЛИХТ Ф. Р., ДЕРКАЧЕВ А. Н., МАРКОВ Ю. Д., УТКИН И. В.

В качестве модели современного седиментогенеза рассматривается Японское море. На основе поликомпонентной классификации осадков выделяются их различные литологические (гранулометрические) типы, используется также вещественно-генетическая типизация осадков. Показаны основные закономерности распределения осадков.

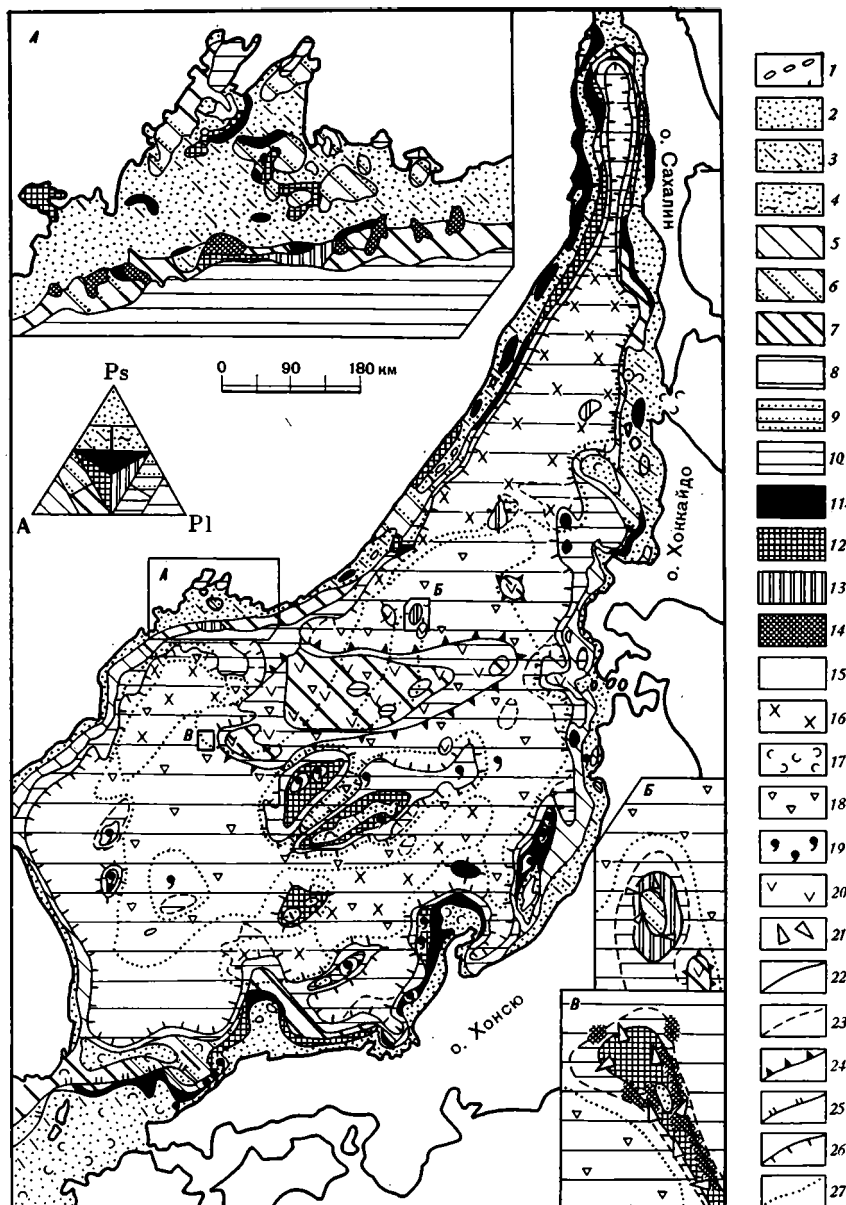
Для определения факторов, влияющих на процессы современного седиментогенеза, необходимо изучение конкретной его схемы или натурной модели [10]. В качестве последней рассматривается типичный окраинный бассейн — Японское море, отличающееся разнообразием донных осадков как по структурным, так и по вещественно-генетическим особенностям (фиг. 1).

Как и любой природный объект, осадки представляют собой систему, наиболее низкий организационный уровень которой представлен литологическими типами. П. П. Тимофеев [25] отождествляет литологические и гранулометрические типы пород, что, очевидно, также правомерно и по отношению к осадкам. Поэтому в основу типизации осадков Японского моря положена в первую очередь их структурная (гранулометрическая) характеристика.

Принципы структурной (гранулометрической) типизации осадков. Известно, что общепринятые гранулометрические классификации осадков отсутствуют. Существует множество классификаций, применяющих различные метрические шкалы. Л. Б. Рухин [22] и В. Н. Шванов [28] с позиций гидродинамики среды высказали соображения в пользу границы между песчаной и алевритовой размерностью материала по 0,05 мм, а не 0,1 мм, как это принято в классификации, приведенной в работе [3]. О значимости размера 0,05 мм в качестве рубежа, разграничивающего классы осадков по динамической характеристике, также свидетельствует практически полный вынос частиц менее 0,05 мм за пределы береговой зоны, за исключением изолированных бухт и лагун [1, 2]. В классификации [3] частицы меньше 0,05 мм относятся к категории илов.

Отнесение частиц размерностью 0,01 мм к глинистым осадкам в классификации [3], как и увеличение верхнего предела размерности псаммитов до 2 мм в классификации [22], недостаточно обосновано теоретически и практически, на что указывается во многих работах. Отчетливые перегибы на графиках соотношения критических скоростей (сдвигающей и срывающей [2] или взвешивания и волочения [22]) и диаметра частиц приходятся на размерность 1 мм. Эта размерность отражается и на изменении вещественно-минералогических свойств осадка. Зерна менее 1 мм обычно составляют минералы, тогда как более крупные представляют собой обломки пород [28]. Возможно, что с этой закономерностью как-то связан общий дефицит гравийных фракций в природе.

В одной из первых классификаций морских осадков [8] выделение всех гранулометрических разностей основывалось на процентном содержании частиц пелитовой размерности. Классификация [3] учитывает размерность всех входящих в состав осадка частиц, давая название осадку по преобладающей фракции (с учетом Md), однако она недо-



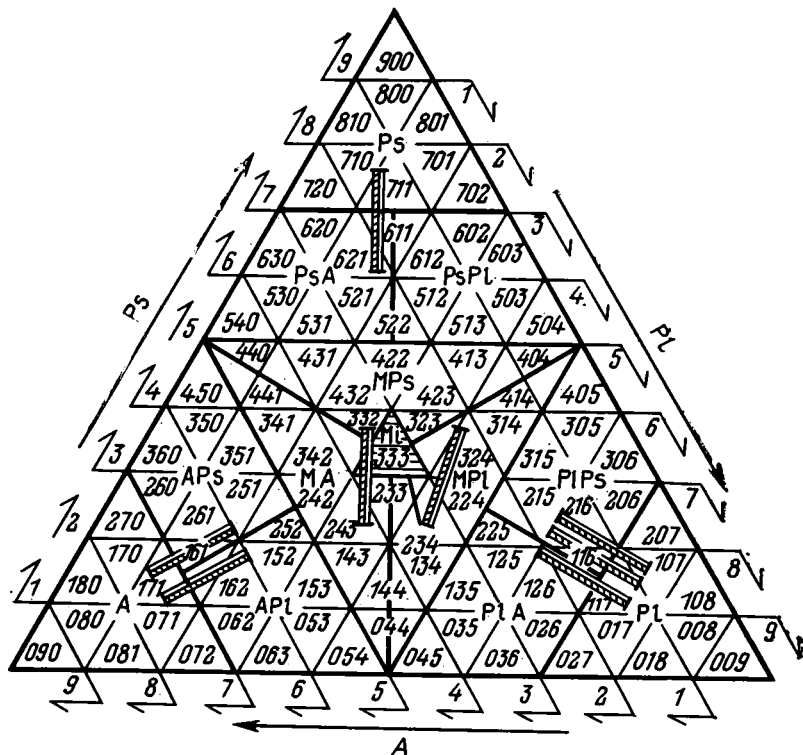
Фиг. 1. Литологическая карта поверхностного слоя осадков Японского моря

Гранулометрические типы: 1 — псефиты; 2—4 — псаммиты (2 — собственно псаммиты, 3 — алевритовые, 4 — пелитовые); 5—7 — алевриты (5 — нерасчлененные, 6 — псаммитовые, 7 — пелитовые); 8—10 — пелиты (8 — собственно пелиты, 9 — псаммитовые, 10 — алевритовые); 11—13 — миктиты (11 — псаммитовые, 12 — алевритовые, 13 — пелитовые); 14 — выходы коренных пород.

Вещественно-генетические типы: 15—19 — терригенные (15 — бескремнистые и бескарбонатные $< 10\% \text{ CaCO}_3$, SiO_2 (аморф.); 16 — слабокремнистые — $10\text{--}30\% \text{ SiO}_2$ (аморф.); 17 — слабобазальтовые — $10\text{--}30\% \text{ CaCO}_3$; 18 — слабомарганцовистые $> 0,2\% \text{ Mn}$; 19 — глауконитовые ($> 10\% \text{ глауконита}$); 20 — вулканогенные (вулканокластические и туфиты); 21 — эдафогенные обломочные.

Границы: 22—23 — гранулометрических групп и подгрупп (22 — групп, 23 — подгрупп); 24—27 — вещественно-генетических рядов, групп и подгрупп (24 — вулканического ряда, 25 — карбонатного ряда, 26 — глинистой группы, 27 — подгрупп)

На врезках: А — залив Петра Великого, Б — северная часть возвышенности Богорова, В — возвышенность Гэбас



Фиг. 2. Классификационный треугольник
Группы: Ps — псаммитов, А — алевритов, Pl — пелитов, М — миктитов.
Остальные обозначения см. в тексте

статочно эффективна при описании слабосортированных осадков [14]. И. О. Мурдмаа [13] предложил выделять «чистые» гранулометрические типы осадков при содержании более 70% одного из компонентов (псефитов, псаммитов, алевритов) и гранулометрически смешанные, если ни один из них не достигает 70%.

В последние годы появляется все больше работ, использующих при исследованиях донных осадков многокомпонентные классификации. Так, в частности, широко применяемая в зарубежной практике классификация Ф. Шепарда [36] основана на трехкомпонентном соотношении песка, алеврита, пелита. Подобная классификация использована при изучении осадков Азовского моря [29]. В ней сохранены размерные границы групп осадков классификации [3], введены и дополнительные подразделения. Эта классификация с некоторыми дополнениями использована нами (фиг. 2, табл. 1). Каждая из сторон классификационного треугольника, отражающего соотношение трех размерных подразделений — псаммитов Ps песков, алевритов А и пелитов Pl, разбита на десять частей, что отвечает 10% содержания каждой из фракций. Любой из получившихся треугольников (10%-ного содержания) является полем тройной системы координат и по известным в литературе способам [11, 32] может быть определен трехзначным числовым индексом, каждая из цифр которого соответствует процентному содержанию основных групп диаграммы. Так, в частности, индекс 270 указывает на содержание псаммитовых частиц от 20 до 30%, алевритовых — от 70 до 80% и пелитовых — от 0 до 10%. Кроме индексации треугольников (10%-ного уровня содержания) основных компонентов для свертки информации использованы цифровые индексы 1, 2, 3 или 1, 2 для сведений о модальной характеристике. При этом 1 отвечает крупной размерности, 2 — средней и 3 — мелкой. Так, обозначение А₁270 указывает (помимо описанного выше содержания фракций), что по моде осадок соответствует размерности крупного алеврита (0,1—0,05). Смешанная группа осадков (в

Соотношение классификаций осадков

Используемая классификация				Классификация [29]							
Группа (индекс)	подгруппа (индекс)	разновидность	тип	группа	под-группа	разно-вид-ность	современные осадки	рыхлые осадочные породы	содержание, % по фракциям, мм		
									1—0,1	0,1—0,01	0,01
Псаммиты (I)	Собственно псаммиты (Ps)	900, 810, 800, 801, 720, 710, 711, 701, 702	Псаммитовый	I	1		Песок		70—100	0—30	0—30
	Псаммиты алевроитовые (PsA)	630, 620, 621, 611, 540, 530, 531, 521, 522			2		Песок алевроитовый		50—70	15—50	0—25
	Псаммиты пелитовые (PsPl)	611, 612, 602, 603, 522, 512, 513, 503, 504			3		Песок пелитовый		50—70	0—25	15—50
Алевриты (II)	Собственно алевриты (A)	090, 081, 080, 180, 072, 071, 171, 170, 270	Алевритовый	II	4		Алеврит		0—30	70—100	0—30
	Алевриты псаммитовые (APs)	161, 261, 260, 360, 252, 251, 351, 350, 450			5		Алеврит песчаный		15—50	50—70	0—25
	Алевриты пелитовые (APl)	063, 062, 162, 161, 054, 053, 153, 152, 252			6		Алеврит пелитовый		0—25	50—70	15—50
Пелиты (III)	Собственно пелиты (Pl)	009, 018, 008, 108, 027, 017, 117, 107, 207	Пелитовый	III	7		Ил	Глина	0—30	0—30	70—100
	Пелиты псаммитовые (PlPs)	306, 206, 216, 116, 405, 305, 315, 215, 225			8		Ил песчаный	Глина песчаная	15—50	0—25	50—70
	Пелиты алевроитовые (PlA)	036, 026, 126, 116, 045, 035, 135, 125, 225			9		Ил алевроитовый	Глина алевроитовая	0—25	15—50	50—70
Миктиты (IV)	Собственно миктиты (M)	333	Смешанный	IV			Не выделены		30—40*	30—40*	30—40*
	Миктиты псаммитовые (MPs)	440, 441, 431, 432, 422, 423, 323, 332, 413, 414, 404			10	a	Алеврито-песчаные		35—50*	0—50*	0—50*
	Миктиты алевроитовые (MA)	440, 441, 332, 341, 342, 233, 242, 243, 143, 144, 044			11	a	Пелито-песчаные		0—50*	35—50*	0—50*
						b	Пелито-алевритовые		0—50*	35—50*	0—50*
						a	Песчано-алевритовые		0—50*	0—50*	35—50*
Миктиты пелитовые (Pl)	044, 144, 134, 234, 233, 224, 324, 323, 314, 414, 404	12	b	Песчано-пелитовые		0—50*	0—50*	35—50*			
							Алеврито-пелитовые				

Примечание. * Пересчет процентного состава сделан авторами настоящей статьи.

классификации [29] — смешанный тип осадков) нами названа миктитам и (для сцементированных разностей — миктолиты).

Для учета содержания в осадке псефитовых размерностей предусматривается использование двух треугольных диаграмм. Одна из них рассмотрена выше, она вместе с псаммитами включает и все более крупные (т. е. псефитовые) разности. Естественно, такое допущение приемлемо при условии сравнительно небольшой доли псефитовых частиц в осадке. При значительном содержании псефитов рядом с указанным выше треугольником строится дополнительный треугольник, имеющий в вершинах галечную Pb (100—10 мм), гравийную Gr (10—1 мм) и песчаную Ps (1—0,1 мм) размерности, на котором можно показать соотношение псефитовых групп. Но если в псаммиты первого треугольника условно включаются и более крупные, псефитовые размерности частиц, то во втором треугольнике вершина, соответствующая псаммитовой размерности, включает и все более мелкие размерности. Таким образом, структура осадка будет представлена на двух классификационных треугольниках двумя результативными точками. При большем числе размерных компонентов требуется третий треугольник, построенный на соотношении валунно-галечно-гравийных размерностей (Bl—Pb—Gr)¹.

Структурная типизация осадков Японского моря. Гранулометрический анализ осадков поверхностного слоя Японского моря выполнен более чем по 1500 станциям. Анализы выполнялись в литологической лаборатории Тихоокеанского океанологического института (ТОИ) ДВНЦ АН СССР, а также в других организациях. В ТОИ анализы выполнялись по методике Института океанологии АН СССР [16]. Часть проб, отобранных еще в начале 60-х годов, обрабатывалась согласно более ранней модификации этой методики [15].

При составлении карты осадков поверхностного слоя Японского моря (см. фиг. 1) использовались также опубликованные материалы [5—7, 9, 20, 23, 30, 31, 33—35 и др.].

Псефиты. Распространены ограниченно. Наиболее крупные поля гравийно-галечных разностей встречаются в Сангарском проливе, участками в прол. Лаперуза и приурочены к зонам сильных поверхностных течений, направленных из Японского моря, а также развиты вдоль абразионных берегов. Осадки этого типа довольно хорошо сортированы, содержат незначительное количество мелкозернистого материала, в виде примеси — ракушечный детрит.

Особой разновидностью являются галечники и гравийники, развитые на шельфе северо-восточного Приморья и выделяемые в так называемый Приморский галечниковый пояс [4, 5]. Обычно это плохо сортированные псефиты, которые прослеживаются в виде параллельных берегу полос. Содержат значительную примесь псаммитов, часто присутствуют алевроит и пелит. По существу их можно отнести к гравийно-галечным миктитам. Связаны, вероятно, с древними затопленными береговыми зонами.

Галечники и гравийники, встреченные в верхней части материкового склона (обычно на его перегибе) и вершинах каньонов, имеют небольшую (<10 см) мощность, залегают обычно на плотных доголоценовых осадках. Своим происхождением они, по-видимому, обязаны ледовому разному, а также выносу тонкого материала.

Псаммиты. Состоят более чем на 70% из псаммитовых фракций, иногда с заметной примесью гравийной, реже галечной фракций. Осадки этого типа развиты в зоне современного активного волнового воздействия, а также отмечаются на широких пологих шельфах островного и материкового побережья (заливы Петра Великого, Исикари, Де-Лангла и др.), в Корейском проливе. Обычно относятся к реликтовым осадкам.

Крупнозернистые псаммиты (Ps₁) наиболее распространены в Корейском проливе. Для них характерно почти полное отсутствие фракций менее 0,1 мм (5—10%), широкий гранулометрический спектр, гравий-

¹ Boulder (Bl) — валун, pebble (Pb) — галька, gravel (Gr) — гравий.

ная примесь (в основном раздробленный ракушечный детрит), низкие значения модальной фракции ($<30\%$). На других участках шельфа крупнозернистые псаммиты встречаются изредка. По составу это терригенные осадки, плохо сортированные (H_g 0,62)², в отдельных случаях сортировка умеренная (0,47—0,55).

Близки к этой разновидности *среднезернистые псаммиты* (Ps_2) Корейского и Сангарского проливов, подводных банок. Это плохо сортированные (H_g 0,75) осадки с многовершинным профилем гранулометрического состава. Другая разновидность представлена хорошо сортированными (H_g 0,23—0,50) псаммитами, встречаются они на внешнем шельфе на глубинах 70—130 м в виде узких, вытянутых вдоль берега полос и пятен.

Псаммиты мелкозернистые (Ps_3) распространены более широко. Для них характерно высокое содержание псаммитовых фракций (в среднем 88,4%). Содержание гравийных фракций в пробах сравнительно небольшое ($<5\%$), хотя на некоторых станциях оно заметно повышается (особенно вдоль побережья северо-восточного Приморья). Отчетливо выделяются три разновидности: хорошо сортированные с высокой модой, умеренно сортированные с низким значением моды и примесью гравия, умеренно и плохо сортированные с повышенным содержанием алевритовых и пелитовых фракций.

Псаммиты алевритовые (PsA) преобладают среди псаммитов Японского моря. Наиболее важным признаком этой подгруппы являются пониженные значения псаммитовых фракций (в среднем 60,7%). В отдельных разностях осадков прибрежной зоны значение моды увеличивается до 64,5%. В виде постоянного компонента отмечается алевритовая фракция (в среднем 27,65%). Количество пелитовых фракций не превышает 15%. Сортировка плохая и умеренная (H_g 0,65), для зоны волнового воздействия улучшается до 0,36. PsA развиты обычно на внешнем шельфе, вершинах подводных возвышенностей (Ямато, Оки) с относительно высокой активностью придонных вод, реже на материковом склоне и в каньонах.

Псаммиты пелитовые ($PsPl$), как и предыдущая подгруппа, характеризуются пониженным содержанием псаммитовых фракций (в среднем 60,6%), содержание грубозернистых фракций выше, чем в псаммитах алевритовых (за счет ракушечного детрита), сортировка низкая (H_g 0,71); наиболее широко развиты в Корейском проливе (на его выходе), подводных возвышенностях, материковом склоне и во внешней части островного шельфа.

Алевриты (A). В зависимости от соотношения фракций выделено несколько подгрупп и разновидностей.

Алевриты крупные (A_1) отличаются высоким (до 78,2%) содержанием фракции 0,1—0,05 мм (в среднем 52,3%), незначительным количеством псаммитовой фракции ($<10\%$, изредка выше); пелитовой и мелкоалевритовой фракции содержится до 15—20%. Хорошо и умеренно сортированы (H_g 0,34—0,62, в среднем 0,56). Обычно распространены в пределах внутреннего шельфа.

Алевриты мелкие (A_2) отличаются высоким (до 70,2%) содержанием фракции 0,05—0,01 мм (в среднем 60,5%). По сравнению с предыдущей разновидностью в них несколько меньше крупноалевритовой (16,3%) и псаммитовой ($<50\%$) фракций; содержание пелитового материала не изменяется, сортировка умеренная (H_g 0,44—0,58, в среднем 0,49). Мелкие алевриты представлены в основном вулканокластическими разностями, развитыми в Центральной котловине, реже — терригенными (в заливах и бухтах).

Алевриты псаммитовые (APs). В данной подгруппе также преобладают (50—70%, в среднем 60, 40%) алевритовые фракции. Наиболее распространены алевриты с модальной фракцией 0,1—0,05 мм (до

² Значение нормированной энтропии [21].

64,5%, в среднем 38,2%), реже алевроиты с модой во фракции 0,05—0,01 мм (до 52,5%, в среднем 19,6%). Псаммитовая фракция составляет в среднем 33,16%, причем преобладает мелкопсаммитовая. Сортировка изменчивая (H_g 0,42—0,75, в среднем 0,59). Преимущественной областью распространения АРs является внутренний шельф и зона периодического штормового воздействия.

Алевриты пелитовые (AP1). При высоком содержании алевроитовых фракций (в среднем 65,6%) мода преимущественно приходится на фракцию 0,05—0,1 мм (до 65,7%, в среднем 39,4%). В отличие от других подгрупп алевроитовых осадков в них отмечается повышенное содержание пелитов (в среднем 33%) и низкое — псаммитов (<7%). Для данной подгруппы характерны двухвершинные типы кривой гранулометрического состава с модой в мелкоалевритовой и одной из пелитовых фракций (преобладает по значению первая). Сортировка в целом плохая ($H_{г\text{ср}}$ 0,61). Это наиболее распространенная подгруппа алевроитов.

Развиты на выположенных участках материкового склона и подводных возвышенностей, на шельфе (в области застойных вод), в «теневых зонах» крупных мысов и островов вдоль побережий Японских островов, Александровском заливе и т. д. Разновидность алевроитов пелитовых с четко выраженной модой в мелкоалевритовой (65,7%), реже крупноалевритовой (55,5%) фракциях отмечена в Центральной котловине. Сортировка их лучше, чем средние показатели по подгруппе (H_g 0,42). По генезису это вулканокластические отложения, аналогичные мелким алевроитам (A_2), но с примесью пелитового материала.

Пелиты. Собственно пелиты (P1). Содержание пелитовой фракции в них в среднем составляет 83,1%, алевроитовой — 15,4%, псаммитовой — менее 2%. Сортировка умеренная, в отдельных случаях хорошая (H_g 0,38—0,69, в среднем 0,54). Среди внешне однообразных пелитов в Цусимской котловине и котловине Татарского пролива на широте о-ва Монерон выделяется разновидность с высоким (95,8%) содержанием пелитовой фракции (0,001 мм). Пелиты наиболее распространены среди донных осадков Японского моря, встречаются не только в глубоководных котловинах, но и на склоне, на пологих участках подводных возвышенностей, в ложбинах между отдельными вершинами. Реже отмечаются на шельфе — в полузакрытых бухтах и на участках обильного выноса взвеси.

Пелиты псаммитовые (PIPs). Распространены ограниченно, отмечены лишь в прибрежной зоне и бухтах северо-западной части Татарского пролива. Связаны с ледовым разномом материала. Примесь псаммитового и гравийного материала изменяется от 24,3 до 35,4%. Содержание пелитовой фракции 51,7—65,2%.

Пелиты алевроитовые (PIA) наряду с пелитами наиболее распространены в осадках Японского моря. Содержание пелитовой фракции составляет в среднем 63,1%, алевроитовой и псаммитовой соответственно 32,7 и 4,2%. Сортировка различная, H_g колеблется от 0,39 до 0,82, в среднем составляет 0,63. Среди алевроитовых пелитов выделена разновидность с модой во фракции 0,05—0,01 мм, являющаяся переходной по составу между пелитовыми алевроитами (разновидность A_2P1) и данной подгруппой осадков. Для них характерно несколько пониженное содержание пелитовой фракции (56,6%) и повышенное мелкоалевритовой (34,1%) по сравнению со средними значениями по подгруппе PIA. Сортировка их тоже несколько выше.

Миктиты. Довольно часто встречаются смешанные осадки — миктиты, в которых все фракции находятся в близких количествах и каждая в отдельности не превышает 50%. Для миктитов характерен довольно пестрый и неустойчивый гранулометрический спектр.

Собственно миктиты (M) состоят примерно из одинакового количества псаммитовых, алевроитовых и пелитовых фракций, характеризуются плохой сортировкой (в среднем H_g 0,72). Отмечены на шельфе северо-восточного Приморья.

Миктиты псаммитовые (MPs). Для этой подгруппы характерно преобладание псаммитов (в среднем 44,2%) над другими фракциями, занимает второе место по количеству алевроитовая фракция (35,7%). Небольшие по величине моды (до 41,8—48,3) отмечаются в мелкопсаммитовой и крупноалевритовой фракциях. Осадок плохо сортирован, значения Нг в среднем составляют 0,7, достигают 0,9. Наибольшее распространение получили на шельфах Татарского пролива и Восточно-Приморском, спорадически в Корейском проливе, островном шельфе, склоне и вершинах некоторых возвышенностей. Специфична разновидность Восточно-Приморского шельфа и Татарского пролива: в ней отмечается повышенное количество гравийно-галечного материала, в отдельных случаях даже преобладающее над песчаным, что дает основание отнести их к миктитам гравийным.

Миктиты алевроитовые (МА). От последней подгруппы отличаются меньшим (в среднем 30,7%) содержанием псаммитовых фракций, преобладанием (43,9%) алевроитовых фракций и несколько большим содержанием пелита. Мелкопсаммитовые, крупно- и мелкоалевритовые фракции содержатся в равных количествах и не превышают 23%, хотя отмечаются и исключения. Сортировка плохая, в среднем Нг составляет 0,6. Осадки этой подгруппы обычно располагаются рядом с псаммитовыми миктитам. Встречены на вершинах и склонах подводных возвышенностей, материковом склоне, шельфе северо-восточного Приморья и Корейского пролива. Спорадически развиты и на других участках шельфа.

Миктиты пелитовые (МР1). Характерным признаком этой подгруппы является повышенное (в среднем 45,1%) содержание пелитовой фракции и соответственно низкие (22%) содержания псаммитовой и алевроитовой (34,9%) фракций. Кривая распределения характеризуется двух- и многовершинным профилем, с небольшими по абсолютному значению модами, преимущественно в мелкоалевритовой и одной из пелитовых фракций. Сортировка также плохая (в среднем Нг 0,69). Наибольшим распространением осадки этого типа пользуются в Татарском проливе и северной части Корейского, реже на шельфе и на подводных возвышенностях.

Вещественно-генетическая типизация осадков. При выделении групп и типов осадков по вещественно-генетическому признаку авторы использовали существующую классификацию [3] с учетом преобладания какого-либо осадкообразующего компонента (70- или 50%-ный уровень содержания).

Осадки Японского моря подразделены на пять генетических рядов: терригенный, вулканогенный, биогенный, аутигенный и эдафогенный, которые в свою очередь в зависимости от содержания основных осадкообразующих компонентов делятся на группы и подгруппы (табл. 2). Преимущественно развиты терригенные осадки.

Терригенные осадки. По гранулометрическому составу среди них выделяются все разновидности, указанные в табл. 2. Терригенные обломочные и обломочно-глинистые осадки занимают шельф, материковый и островной склоны, частично их подножия, подводные возвышенности.

Терригенные глинистые осадки распространены в котловинах, частично у подножий склонов, реже отмечаются в пределах шельфа и на склонах. Минералогия глинистой составляющей осадков [9, 30] позволяет выделить гидрослюдистые (более 50% гидрослюды и смешанослойного минерала с преобладанием разбухающих пакетов) и смешанные разновидности. Первые развиты преимущественно в юго-западной и южной частях Японского моря, в виде примеси (20—30%) присутствует хлорит, в меньшем количестве монтмориллонит, редко (в южной части моря) — каолинит.

Широкой полосой вдоль островного побережья от северной части о-ва Хонсю до Сахалина протянулись монтмориллонитовые осадки. Следует отметить, что четких границ между выделенными разновидностями гли-

Вещественно-генетическая типизация осадков Японского моря

Ряд	Группа	Подгруппа
Терригенный (I)	1. Обломочная	а) собственно терригенно-обломочная ($<10\% \text{ CaCO}_3$, $<10\% \text{ SiO}_2$ аморф.); б) слабоизвестковистые ($10-30\% \text{ CaCO}_3$); в) слабоскремнистые ($10-30\% \text{ SiO}_2$ аморф.); г) слабожелезистые ($5-10\% \text{ Fe}$)
	2. Глинистая ($>50\%$ фр. $<0,005 \text{ мм}$)	а) собственно терригенно-глинистая ($<10\% \text{ CaCO}_3$, $<10\% \text{ SiO}_2$ аморф.); б) слабоскремнистая ($10-30\% \text{ SiO}_2$ аморф.); в) слабомарганцовистая ($0,2-2,0 \text{ Мп}$); г) слабожелезистая ($5-10\% \text{ Fe}$); д) гидрослюдистая; е) монтмориллонитовая; ж) гидрослюдисто-монтмориллонитовая
	3. Обломочно-глинистая	Подгруппы 2б—2ж
	4. Вулканогенно-терригенная	Подгруппы 1б—1г
Вулканогенный (II)	5. Вулканокластическая	а) собственно вулканокластическая; б) тефроидная; в) слабожелезисто-слабомарганцовистая
	6. Туффилов	а) тефроидно-обломочная; б) тефроидно-глинистая; в) подгруппы 1б—1г
Биогенный (III)	7. Карбонатная ($>70\% \text{ CaCO}_3$)	а) ракушечники; б) детритусово-фораминиферовая
	8. Терригенно-карбонатная ($30-70\% \text{ CaCO}_3$)	а) фораминиферо-терригенно-обломочная; б) детритусово-фораминиферо-терригенно-обломочная
Аутигенный (IV)	9. Аутигенная	а) глауконитовая ($>10\%$ глауконита)
Эдафогенный (V)	10. Эдафогенная	а) обломочно-эдафогенная; б) вулканогенно-эдафогенная (?)

нистых осадков не существует. В виде постоянной примеси ($4-6,5\%$) в глинистых осадках присутствует тонкодисперсный кварц [30].

Среди терригенных осадков в зависимости от содержания химических компонентов (CaCO_3 , SiO_2 аморф., Fe , Mn) выделены также подгруппы: слабоизвестковистые фораминиферовые и фораминиферо-ракушечно-детритусовые, слабоскремнистые диатомовые и диатомово-радиоляриевые, слабомарганцовистые, слабожелезистые.

Слабоизвестковистые фораминиферовые и фораминиферо-ракушечно-детритусовые осадки развиты на внешней части шельфа Корейского пролива и п-ова Ното, вершинах возвышенностей Ямато, Кита-Оки, Мусаси, Богорова. Небольшие изолированные «поля» слабоизвестковистых осадков отмечаются на островном и материковом шельфах (Монерон-Рибунское поднятие и одиночные банки). Осадки представлены плохосортированными алевритами (A_1 , AP_1 , AP_s), микритами (M , MP_1 , MP_s), реже — псаммитами.

Слабоскремнистые диатомовые осадки наиболее распространены в северо-западной части моря. Они занимают подножие материкового склона Приморья и прилегающие участки глубоководных котловин. Диатомово-радиоляриевые осадки отмечаются в котловине Хонсю, участками в Цусимской котловине и на возвышенности Оки. По структуре слабоскремнистые осадки представлены пелитами и алевропелитами. Содержа-

ние аморфного кремнезема в единичных случаях достигает 21% [20, 23, 24]. Слабокремнистыми, вероятно, являются осадки, содержащие значительную примесь спикул кремнистых губок (возвышенность Хакусан-Се, бровка шельфа у входа в Сангарский пролив).

Значительную площадь дна Японского моря занимают слабомарганцовистые осадки с содержанием марганца 0,2—1,8% (в среднем 0,5%). Они развиты на глубинах более 2000 м, хотя на отдельных участках верхняя граница их распространения меняется. Содержание и распределение марганца в осадках Японского моря контролируются главным образом диагенетическими процессами — увеличение его концентрации связано с появлением окисленного слоя. В Японском море верхняя граница окисленных осадков располагается на глубинах 1000—1500 м и выше, чем в других дальневосточных морях, что обусловлено специфической гидрохимическим режимом бассейна (интенсивное перемешивание вод с насыщением кислородом придонных вод).

Слабожелезистые осадки встречаются в виде небольших пятен среди пелитов, алевропелитов котловин, подножий склонов (максимальное содержание Fe 6,33%). Наиболее крупное поле таких осадков отмечено на плато Осима и у его подножия, где повышение содержания железа связано с поступлением в осадки вулканогенно-терригенного материала с островов Осима и Косима. По генезису осадки этого района относятся к вулканогенно-терригенным.

Вулканогенные осадки. О широком распространении вулканогенного материала в донных осадках Японского моря известно давно. В результате многочисленных работ были выделены различные его текстурные и химические типы, изучены гранулометрия, геохимия отдельных элементов, минералогия вкрапленников [18, 19, 26, 27].

Отмечено, что вулканогенный материал концентрируется в прослоях, занимающих обширные площади бассейна Японского моря (до 20% площади акватории); каждый прослой характеризуется особыми чертами текстуры и химического состава.

Вулканогенные осадки представлены вулканокластической и туффитовой группами. Первая описана в Центральной котловине, в ее центральной и восточной частях, у подножия возвышенности Богорова.

Смешанные тейфродно-глинистые и тейфродно-обломочные осадки, принадлежащие группе туффитов, встречаются на вершинах подводных возвышенностей Ямато, Оки, Криштофовича, Хакусан. Вулканогенный материал представлен в основном бесцветным вулканическим стеклом, реже пемзой.

Биогенные осадки. Представлены несколькими группами. Карбонатная группа ($>70\%$ CaCO_3) в Японском море распространена крайне ограниченно. Это ракушечники внутреннего шельфа, а также ракушечно-детритусовые пески узкой части Корейского пролива. Несколько более развиты осадки терригенно-карбонатной группы, фораминиферо-терригенно-обломочные и детритусовые фораминиферо-терригенно-обломочные. Первые встречаются на вершинах хребтов Южный и Северный Ямато; представлены песками (Ps_2 , Ps_3 , PsA), на отдельных станциях отмечается повышенное содержание вулканогенного материала (за исключением его внешней части), а также спорадически встречается на островном шельфе в районах п-ова Ното, о-ва Монерон, в проливах Сангарском и Лаперуза. Большей частью они представлены грубозернистыми псаммитами (Ps_1 , Ps_2), реже мелкозернистыми псаммитами (Ps_3 , Ps_3A) и миктитами (Ps_3 , MA).

Аутигенные отложения. Представлены одной группой осадков с содержанием глауконита немногим более 10%. Генезис минералов этой группы еще до конца не выяснен. Глауконитсодержащие осадки встречаются в Японском море в различных фациальных обстановках: на островном шельфе, склоне, вершинах и склонах крупных возвышенностей (Ямато, Садо, Хакусан-Се, Оки, Восточно-Корейской, Первенца) и некоторых подводных горах.

По гранулометрическому составу это обычно плохо сортированные псаммиты Ps_3 , Ps_3A , Ps_3PI , алевроиты (APs редко API), миктиты (M , MA , MPI). Состав осадков изменчив, от преимущественно терригенных до вулканогенных (стекло, пемза) и биогенных (фораминиферы, реже детрит ракушечный — на вершинах подводных возвышенностей). Изредка встречаются также существенно глауконитовые разности осадков с содержанием глауконита до 80% (гора Мейе-2, некоторые вершины на возвышенности Криштофовича, ряд мелких безымянных гор в котловинах Хонсю и Центральной). Разнообразие морфологических видов глауконитовых зерен и встречаемость глауконитосодержащих осадков в различных фациальных обстановках Японского моря позволяют предположить их гетерогенную природу, поэтому рассматриваемые осадки к аутигенным относятся условно.

Эдафогенные осадки. Под этим названием выделяются продукты подводного разрушения пород дна [12, 17]. На карте литологических типов из-за мелкого масштаба они не выделены, показаны на картах-врезках возвышенностей Гэбас и Богорова (см. фиг. 1, *Б*, *В*). Так же как и аутигенные, они представлены только одной, одноименной группой. Подобные осадки встречены на вершинах и склонах подводных гор в котловинах Центральной, Хонсю (возвышенности Кольцо, Гэбас, Мацу, Мейе и др.) и представлены обычно дресвяно-щепнисто-глыбовыми отложениями различного петрографического состава, многие обломки со следами вторичных изменений. Участками отмечаются грубозернистые несортированные псаммиты с примесью дресвы, щебня. На некоторых станциях подняты слабо сцементированные агрегаты натечной формы темно-серого цвета (тодорокит?), легко образующие при разрушении песчано-дресвяную смесь. Эдафогенными являются, вероятно, осадки, содержащие в большом количестве комочки глауконитоподобных образований на вершинах гор и мелких возвышенностей (Мейе, Мацу, Криштофовича и др.), реже на их склонах. Подобные же образования были описаны на соседних станциях в коренном залегании.

Литература

1. Аксенов А. А. Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря.— Литология и полез. ископаемые, 1965, № 2, с. 141—153.
2. Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М.: Наука, 1972. 159 с.
3. Безруков П. Л., Лисицын А. П. Классификация осадков современных морских водоемов.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1960, т. 32, с. 3—14.
4. Гершанович Д. Е. Особенности современного глубоководного осадкообразования в северной половине Японского моря.— Метеорология и гидрология, 1951, № 11, с. 36—41.
5. Гершанович Д. Е. Основные закономерности современного осадкообразования в Японском море.— Тр. ГОИН, 1953, вып. 13, с. 3—85.
6. Грамм-Осипов Л. М., Репечка М. А., Волкова Т. И. и др. К геохимии осадков Японского моря.— В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 91—114.
7. Игнатова В. Ф. Современное осадкообразование в Татарском проливе. М.: Наука, 1980. 79 с.
8. Кленова М. В. Механический состав морских осадков.— Сов. геология, 1947, № 18, с. 16—34.
9. Курносое В. Б. Распределение глинистых минералов в поверхностном слое осадков Японского моря.— В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 62—77.
10. Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 467 с.
11. Лодочников В. Н. Новый способ изображения на плоскости трехкомпонентных смесей и приложение его к классификации горных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.— Изв. Геолкома, 1925, т. 38, № 8—9, с. 499—515.
12. Мурдмаа И. О. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов.— В кн.: Палеонтология, морская геология: Междунар. геол. конгресс. XXV сессия (докл. сов. геологов). М.: Наука, 1976, с. 256—265.
13. Мурдмаа И. О. Осадки и осадочные породы океанов.— В кн.: Геология океанов: осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 104—156.
14. Невесский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 255 с.
15. Петелин В. П. Новый метод водного механического анализа морских осадков.— Океанология, 1961, т. 1, вып. 4, с. 1—10.
16. Петелин В. П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967. 125 с.

17. Петелин В. П. Формирование минерального состава глубоководных осадков.— В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 207—219.
18. Рабинович Б. С., Уткин И. В. О распределении редкоземельных элементов в глубоководной пирокластике Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 124—134.
19. Репечка М. А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря в северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Проблемы четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 487—506.
20. Репечка М. А. Современные донные отложения Японского моря. В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 66—90.
21. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
22. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 779 с.
23. Скорнякова Н. С. Донные осадки.— В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 23—25.
24. Соловьев А. В. Характерные черты осадкообразования в Японском море.— Сов. геология, 1960, № 9, с. 103—113.
25. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации. М.: Наука, 1969. 551 с.
26. Уткин И. В. О выделении естественных групп среди глубоководной пирокластики Японского моря.— В кн.: Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей (новые данные). Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 120—123.
27. Чайников В. И., Черныш В. Н., Павленко Д. И. Вулканический пепел в осадках Японского моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 9, с. 85—92.
28. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1969. 248 с.
29. Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Я., Усенко В. П. и др. Геология Азовского моря. Киев: Наук. думка, 1974. 246 с.
30. Aoki S., Oinuma K. Clay minerals in the sediments of the continental shelf off San'in, the Japan Sea.— Chikyu Kagaku, Earth. Sci., 1973, v. 27, № 1, p. 35—39.
31. Aoki S., Sudo T. The distribution of clay minerals in the recent sediments of the Japan Sea.— Deep-Sea Res., 1974, v. 21, p. 299—310.
32. Holmes A. Petrographic methods and calculations.— L.: Murby, 1921, 516 p.
33. Inouchi J., Kinoshita J., Murakami F. Sedimentological map of Nishi-Tsugaru Basin, scale 1:200 000.— Marine Geol., Map Ser., Geol. Surv. Japan, 1979, № 12, p. 1—10.
34. Oshima K., Nakao S., Matsumoto H. et al. Seabottom sediments. In Goto-Nada Sea and Tsusihima strait investigations northwestern Kyushi—Cruise Report N 2.— Bull. Geol. Surv. Japan, 1975, № 2, p. 35—39.
35. Oshima K., Yokota S. Sediments of Ishikari Bay in Hokkaido — Bull. Geol. Surv. Japan, 1978, v. 26, № 8, p. 501—529.
36. Shepard F. R. Nomenclature based on sand-silt — clay rations.— J. Sediment. Petrol., 1954, v. 24, № 3, p. 51—158.

Тихоокеанский океанологический
институт ДВНЦ АН СССР,
Владивосток.

Поступила в редакцию
11.VI.1984

УДК 551.351 : 553.457

СТЕПЕНЬ УСТОЙЧИВОСТИ СОВРЕМЕННОЙ РОССЫПИ ВО ВНЕШНЕЙ ЧАСТИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ МОРЯ

БОГДАНОВ Н. А., АЙБУЛАТОВ Н. А., ШАРАКОВ В. П.

Рассмотрены особенности строения, морфологии и современной динамики морской россыпи, приуроченной ко внешней части подводного берегового склона одной из кос юго-восточной части Балтики. В результате делается вывод об относительной стабильности контуров и продуктивности не только самой россыпи, но и очагов повышенных концентраций тяжелых минералов внутри месторождения в многолетнем плане. Отмечена главенствующая роль поперечного перемещения наносов в процессе дифференциации осадочного материала при формировании продуктивных зон и очагов во внешней части береговой зоны.

Под внешней частью береговой зоны подразумевается участок подводного берегового склона, расположенный мористее первой линии разрушения волн [2]. Здесь локализуется, вытянутый вдоль берега, очаг концентрации тяжелых минералов, который помимо зон пляжа и подводных валов может иметь промышленное значение.

Цель настоящей работы — попытка получить представление о динамике россыпи в многолетнем плане на основе повторных колонковых опробований внешней части береговой зоны. Изучение изменчивости контуров россыпи по профилю и вдоль берега имеет важное прикладное значение на всех этапах геолого- и горно-морских работ. Этому вопросу посвящен ряд натурных исследований [6, 23, 24]. В этих работах рассматриваются изменения продуктивности отдельных россыпей или их участков по различным бассейнам в течение длительного (до 10 лет) времени. Полученные данные позволяют сделать вывод об относительной стабильности локализации россыпей и общего количества в них тяжелой фракции, что свидетельствует о слабой изменчивости условий привноса тяжелых минералов в зону россыпи, сравнительном постоянстве средних гидродинамических режимов на участках наблюдений и в конечном итоге о мало изменяющемся во времени современном уровне механической дифференциации осадочного материала. Так, на Черном море [8] и в береговой зоне Индийского океана [22] границы ареалов песков, обогащенных тяжелыми минералами, довольно близко совпадают с береговыми границами соответствующих провинций питания. Размеры наиболее продуктивных площадей зависят от протяженности вдоль берега соответствующих областей питания, богатых тяжелыми минералами. Многолетние исследования, проведенные на Балтийском море, по ряду россыпей показали, что отмеченная закономерность характерна и для этого бассейна. Такое явление, видимо, объясняется преобладающим значением поперечного перемещения наносов большого удельного веса в береговой зоне в пределах россыпных провинций [7, 9]. Об этом свидетельствуют также опыты с меченым ильменитом, вдольбереговое перемещение которого происходит лишь при волнениях, сопровождающихся течениями со скоростями более 0,3 м/с. Кроме того, скорость его переноса вдоль берега (кл. 0,1—0,25 мм) при скоростях течений $>0,3$ м/с (например, при $v_t = 1$ м/с) почти в 3 раза меньше скорости переноса кварца той же размерности. Изменения содержания тяжелой фракции в течение одного или серии штормов хотя и существенны, но эфемерны [12, 13].

Морские геолого-геофизические исследования проводились в пределах одной из кос юго-восточной части Балтийского моря на участке,

протяженностью вдоль берега 25 км, в зоне глубин 2,6—28 м. Работы выполнены ВНИПИГорцветмет (1974—1979 гг.) совместно с ВСЕГЕИ в 1979 г. В течение 6 лет отобрано 110 колонок донного грунта. Повторные виброскважины закладывались по возможности в непосредственной близости от ранее опробованных точек (фиг. 1). Материал колонок разделялся на секции по 0,25 м и подвергался экспресс-анализу (дробное ситование, валовое выделение тяжелой фракции и ее минералогический анализ)¹.

Песчаная коса (пересыпь-бар), на которой расположен экспериментальный полигон, представляет собой дугу большого радиуса, обращенную на северо-запад. Рельеф подводного берегового склона в верхней части осложнен серией подводных валов, а на внешней части имеет пологоволнистый характер. На глубинах 3—15 м положительные формы рельефа (фестоны) чередуются с разделяющими их ложбинами, оси которых ориентированы по нормали к берегу. Расстояние между ними увеличивается с юго-запада на северо-восток от 2,5 до 7,5 км. Профили дна по оси фестонов до глубины 8—10 м имеют пологовыпуклую форму с уклонами 0,006—0,008 (фиг. 2). Мористее отмечается некоторый перегиб в рельефе дна (до 0,014) и последующее его выполаживание до уклонов 0,002. По осям ложбин уклоны дна круче (0,010—0,014), а его профили имеют пологовогнутую форму. Такое строение рельефа подводного склона, на внешней его части, унаследовано от рельефа ледниковых отложений, подстилающих морские пески.

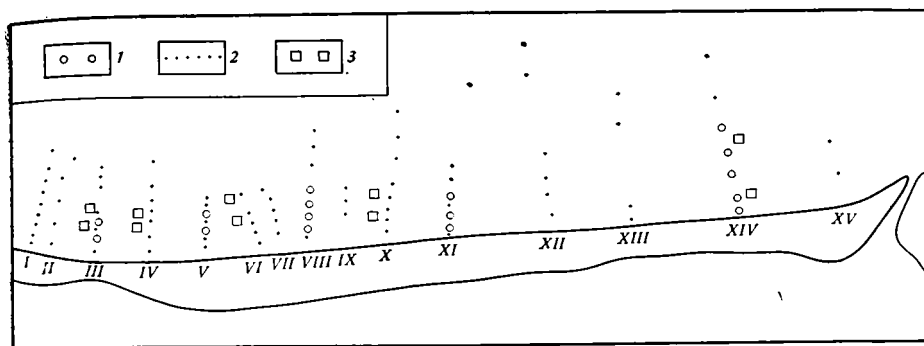
Наносы, слагающие подводный береговой склон полигона, представлены в основном мелкозернистым хорошо сортированным кварц-полевошпатовым и глауконитовым (90—95%) песком мощностью от 0 до 12 м и более с включением линз и прослоев гравия и гальки из обломков гранитов, метаморфических и осадочных пород. Нередко пески подстилаются или включают линзы серых алевролитистых глин с прослоями пресноводной угнетенной фауны — лагунные илы.

В центральной части полигона на глубинах 9—18 м имеются выходы ранее описанных глин, перекрытых базальным горизонтом (0,15—0,2 м) гравийно-галечных отложений. Иногда эти глины покрыты полями песков мощностью 0,1—0,3 м. На подводном склоне северо-восточной части полигона, по данным сонографии, отдешифрированы гравийно-галечные гряды, ориентированные вдоль берега, на глубинах 12—15 м, залегающие на маломощной линзе серых глин. Эти гряды по условиям залегания аналогичны ранее описанным [19] образованиям и представляют собой реликты береговых линий предлиторинного возраста.

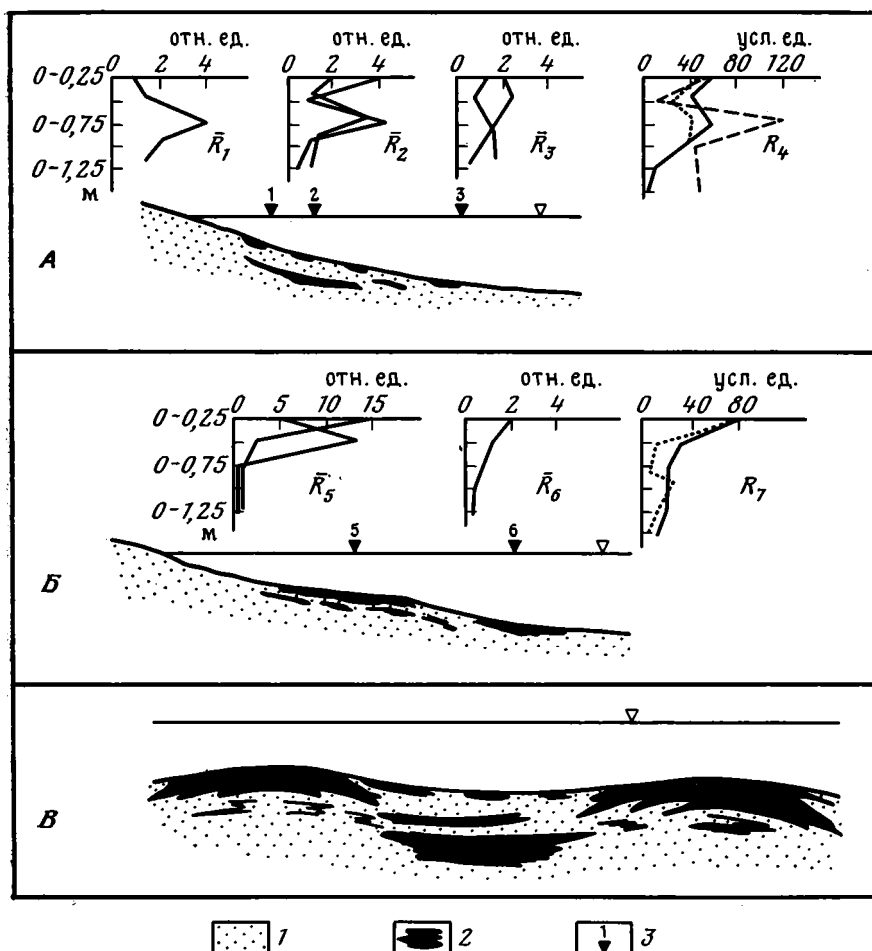
Наносы в слое 0—0,25 м по крупности и степени их сортированности в районе россыпи распределены неравномерно (табл. 1). До глубины 4—5 м осадки представлены в основном среднемелкозернистым песком. Мористее донный материал постепенно утоньшается. На эту общую закономерность накладываются аномалии, связанные с влиянием гидродинамики и морфологии подводного склона. По оси фестона до глубины 8 м происходит уменьшение крупности донных наносов от 0,179 до 0,159 мм, а на глубине 14 и 25 м она увеличивается соответственно до 0,218 и 0,212 мм. В ложбине располагается более крупный материал: на глубинах 10,5 м — 0,512 мм; 18 м — 0,610 мм. В целом по россыпи медианный диаметр донных наносов уменьшается с северо-востока на юго-запад и с увеличением глубины. Значение коэффициента сортированности S_k в пределах глубин 6—15 м составляют для осей фестонов 1,84—1,45, а для ложбин — 1,63—1,14.

В состав тяжелой фракции песка входят магнетит, биотит, роговая обманка, эпидот, гранат и кианит, из аксессуарных — апатит. Полезные компоненты россыпи представлены ильменитом, лейкоксеном, рутилом и цирконом. Их распределение в донных осадках неравномерно. Выход тяжелой фракции из класса $<0,5$ мм (90,09—99,92 вес.%) составляет

¹ Анализ проб выполнен в лаборатории Балтоотделения ВНИПИГорцветмет под руководством минералога Е. А. Щепиновой.



Фиг. 1. Схема колонкового опробования россыпи
1 — 1974 г.; 2 — 1975—1977 гг.; 3 — 1979 г. I—IX — линии опробования



Фиг. 2. Обобщенные разрезы толщи продуктивных песков подводного берегового склона вкрест простирания (А — ложбины, Б — фестона) и по простиранию (В)
1 — песок; 2 — концентрат; 3 — точки отбора колонок донного грунта, номера которых соответствуют индексу при R . Кривые распределения R в толще песков на глубинах моря, м: $\bar{R}_1$ — 6—6,5; $\bar{R}_2$ — 7,5—8; $\bar{R}_3$ — 9,5—13,5; R_4 — 7,5—8,5; $\bar{R}_5$ — 8—10; $\bar{R}_6$ — 11; R_7 — 8—8,3. На графиках R_4 и R_7 пунктирные линии — 1974 г., точечный пунктир — 1975 г. и сплошные линии — 1979 г.

Распределение медианного диаметра Md и степени сортированности S_k частиц донных наносов в слое 0—0,25 м на подводном береговом склоне по формам его рельефа и глубинам моря в районе россыпи

Участок россыпи	Форма рельефа	Номер линии	Глубина H , м	Md , мм	S_k
Юго-западный	+	II	7	0,085	1,53
			10	0,087	1,47
			4,8	0,198	0,94
			18,5	0,134	1,43
	+	IV	4—6	0,198—0,151	0,94—1,82
			8—11	0,156—0,145	1,44—1,75
	—	V	3—6	0,214—0,181	1,3—1,14
			9—12	0,162—0,154	1,54—1,63
	+	VI	5—6	0,154—0,155	1,53—1,45
			8—14	0,147—0,151	1,45—1,55
Центральный	+	X	6	0,27	0,83
			8	0,252	1,03
			11	0,266	1,25
Северо-восточный	—	XIII	7—10	0,147—0,512	0,77—0,76
	+	XV	7—10	0,162—0,215	1,31—0,6

Примечание. Знак «+» означает на фесто́не, «—» — в ложбине.

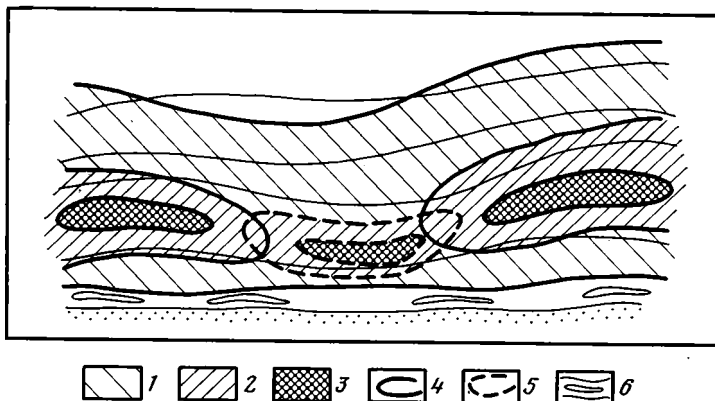
от 0,25 до 7,01%. Наибольший выход рудных минералов приходится на класс 0,125—0,063 мм.

Рассмотрим особенности морфологии россыпи по состоянию на лето 1976 г. Степень концентрации тяжелых минералов R выразим в единицах условных содержаний (ед. у. с.). При этом величину в 10 ед. у. с. примем за верхнюю границу фоновых содержаний, и этой изолинией оконтурим россыпь.

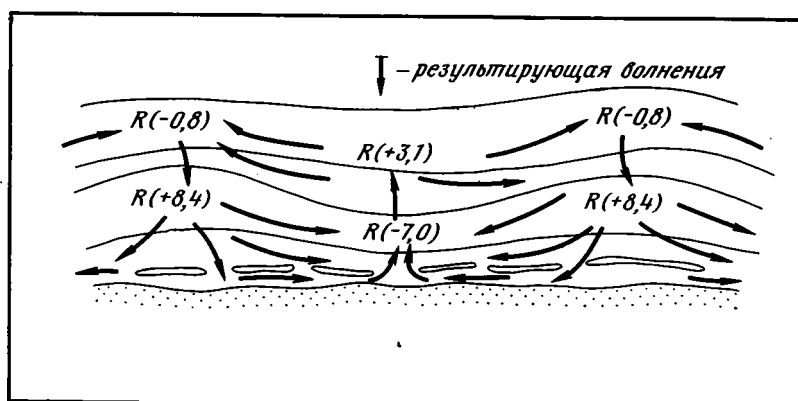
Для слоя 0—0,25 м россыпь располагается в диапазоне глубин 5—20 м. Ее граница, обозначенная изолинией 10 ед. у. с., имеет извилистый характер. Она плавно повторяет мезоформы донного рельефа, расширяясь на фесто́нах до глубин 15—20 м и сужаясь в поперечных ложбинах до глубин 12—15 м. Очаги концентрации более 30 и 50 ед. у. с. располагаются на глубинах соответственно 5—13 и 7—10 м. Они, как правило, приурочены к фесто́нам. На участках ложбин нередко отмечается разрыв этих очагов.

Более четкая геоморфологическая позиция наблюдается при анализе морфологии россыпи для слоя в 1 м (фиг. 3). Площадь россыпи заметно сокращается. Контуры ее бортов, ограниченные изолинией 10 ед. у. с., располагаются в основном между изобатами 5 и 15 м и в виде резких расширений подчеркивают крупные положительные формы рельефа подводного склона. В ложбинах и на слабо выраженных фесто́нах располагаются поля песков с концентрациями тяжелых минералов в 30—50 ед. у. с. Контуры границ невыразительны. Очаги концентрации, ограниченные изолиниями 50 и более ед. у. с., тяготеют к четко выраженным в рельефе дна фесто́нам на глубинах 7—9 м.

Диаметрально противоположное расположение очагов повышенных концентраций тяжелых минералов (более 30—50 ед. у. с.) наблюдается в слое 0,5—1 м (см. фиг. 3). В этом слое очаги концентрации локализируются по осям ложбин и тяготеют к глубинам моря 7—10 м. Площади очагов здесь значительно меньше, чем на фесто́нах в слое 0—0,5 м. В целом анализ послойных разрезов россыпи, включая изменения ее контуров и характера локализации продуктивных очагов, указывает на четкий контроль этих характеристик динамикой подводного склона и особенностями его морфологии.



Фиг. 3. План морфологии участка россыпи
1—3 — содержания полезных минералов, усл. ед. с. (1 — 10—30; 2 — 30—50; 3 — >50); 4—5 — распределение R (4 — в слое 0—1 м; 5 — по горизонту 0,5—1 м); 6 — конфигурация подводного склона



Фиг. 4. Схема динамики наносов подводного берегового склона в толще 0—1 м

Стрелками показаны подвижки наносов. Остальные условные обозначения см. фиг. 3 и табл. 2

Географическое положение изученной части косы определяет динамическое воздействие на ее берега и склон волн северных, северо-западных и юго-западных направлений. Из них, по данным многолетних наблюдений, на ветры и волны запад — северо-западного направления по нормали к берегу приходится наибольшая (36%) доля. Гидрометеорологические условия в районе характеризовались усилением штормовой активности при нормальном подходе волн (перед первым опробованием 1974 г.), с косым подходом волн к линии разрушения (после первого опробования 1975 г.). Максимальные высоты волн от западных и северо-западных румбов достигали 5 м при скоростях ветра 18—24 м/с того же направления. В течение второй стадии опробования (1975—1976 гг.) и после нее, вплоть до проведения повторного колонкового опробования (1979 г.), штормовая активность резко снизилась. Среднегодовые значения максимальных волн не превышали 2,3—2,5 м. Волны высотой 1,5—2 м имели повторяемость 50%. Высота волны до 3,5 м фиксировалась редко (до 1—2 случаев в год). Они вызывались западными ветрами. Таким образом, первая стадия опробования россыпи была проведена между двумя периодами усиления штормовой активности. Вторая стадия, на которой осуществлен основной объем работ, проведена в более спокойный период.

Оценивая волновой режим района можно сказать, что внешняя зона разрушения волн в основном располагалась на глубинах 2—4 м, редко

на 5—6 м, т. е. на верхней кромке рассматриваемой россыпи. В течение указанного срока почти вся россыпь, до глубин по крайней мере 15 м, находилась в зоне значительной деформации волн. Судя по параметрам волн, в придонном слое возникали волновые скорости, достигающие десятков сантиметров в секунду. Течения, сопутствующие штормовым волнениям, по расчетным данным, достигали величин порядка 30—40 см/с на внешней части подводного склона. Чередование на дне поперечных ложбин и фестонов благоприятствовало возникновению при значительных нагонах разрывных течений. Очевидно, что на внешней части береговой зоны регулярно (несколько раз в год) в придонном слое возникали волновые скорости, выше срывающих для титаномагнетита ($v_{ср} = 0,36$ м/с) и тем более ильменита, крупностью 0,1—0,25 мм [11]. Возникновение разрывных течений влекло за собой перенос тяжелых минералов из зоны подводных валов как во взвеси, так и по дну. Экспериментально показано, что количество тяжелых минералов во взвеси по профилю во фракции $<0,1$ мм с усилением волнения на внешней части склона выравнивается, что свидетельствует о широком обмене вод между различными зонами [6].

Сопоставление результатов повторного колонкового опробования россыпи за период 1974—1979 гг. выявило слабую тенденцию к увеличению ее продуктивности на глубинах 7,5—10 м для слоя в 1 м на 1,4 ед. у. с., а в целом по россыпи для глубин 7,5—14 м — на 3,7 ед. у. с. при неизменности ее морфологии (табл. 2). Юго-западный фланг россыпи более продуктивен, чем северо-восточный. Размеры очагов концентрации и их локализация остались те же, что и прежде. Рельеф подводного берегового склона изменился также незначительно.

В пределах россыпи за шестилетний период для глубин 7,5—10 м в слое 0—0,25 м отмечено увеличение продуктивности песков на 3,6 ед. у. с. В более глубоководной (11—14 м) части склона она уменьшилась на 3,1 ед. у. с. Это же характерно и для слоя 0—1 м, соответственно +8,4 и —0,8 ед. у. с. На участках ложбин и слабо выраженных фестонов наблюдается общее разубоживание верхней (7,5—10 м) продуктивной зоны и обогащение нижней (см. табл. 2). При этом слой 0—0,25 м имеет тенденцию к обогащению.

При анализе особенностей распределения в разрезе значений R и гранулометрических характеристик продуктивной толщи обнаружена слабая прямая зависимость между R , процентными содержаниями класса $<0,2$ мм и коэффициентом сортированности частиц. В характере распределения R по разрезу донных осадков намечается его обусловленность глубиной моря и рельефом подводного склона (см. фиг. 2). Наиболее общей закономерностью при сравнении двух указанных опробований можно считать повышение продуктивности всего разреза в интервале глубин 7—10 м независимо от морфологии склона. Ближе к берегу и мористее этой зоны дна продуктивность осадков падает.

Характер распределения R на фестонах качественно и количественно отличается от такового в ложбинах для слоя 0—1,5 м на всех исследованных глубинах (см. фиг. 2). В ложбине преобладающее число случаев положения $R_{\max}$ установлено в средних горизонтах (0,5—0,75 м), а $R_{\min}$ — в нижних 1—1,5 м горизонтах и в поверхностном (0—0,25 м) слое. На фестонах картина распределения R более однозначна: $R_{\max}$ в слое 0—0,25 м, а $R_{\min}$ — в слое (1—1,5 м). Резкое уменьшение R здесь наблюдается в горизонте 0—0,5 м, далее распределение R сравнительно равномерно или плавно уменьшается книзу. Более плавное уменьшение значений R и невыразительный характер его кривой наблюдаются на глубинах 11—14 м. В общем случае максимум содержания R приурочен или к поверхностному слою (0—0,25 м) — на фестонах или к среднему слою (0,5—0,75 м) — в ложбинах, минимум — к нижнему горизонту, что и наблюдается на глубинах 7—9 м.

Сравнение характера хода R по вертикали за ряд лет (1974—1979 гг.) показывает большое сходство кривых на одних и тех же глубинах (см. фиг. 2, а, б). Однако содержание тяжелых минералов на одних и тех же

Послойное изменение средних содержаний полезных минералов на россыпи по зонам подводного склона и элементам рельефа дна относительно результатов повторного колонкового опробования (1979 г.) за шестилетний период

Зона подводного склона H , м	Форма рельефа	Слой опробования, м	$\bar{R}$, ед. у. с. (1979 г.)	$\bar{R}$, ед. у. с. (до 1979 г.)	Изменения R относительно данных опробования 1979 г. ($\pm \Delta \bar{R}$)
7,5—10,0	На хорошо выраженных фестолах	0,00—0,25	65,3	61,7	+3,6
		0,25—1,00	30,4	20,3	+10,1
		0,00—1,00	39,0	30,6	+8,4
11,0—14,0		0,00—0,25	11,7	14,8	-3,1
		0,25—1,00	5,5	4,0	+1,5
		0,00—1,00	6,2	7,0	-0,8
7,5—10,0	В ложбинах и на слабо выраженных фестолах	0,00—0,25	34,1	21,7	+12,4
		0,25—1,00	7,7	18,9	-11,2
		0,00—1,00	13,0	20,0	-7,0
11,0—14,0		0,00—0,25	32,7	20,7	+12,0
		0,25—1,00	25,0	21,0	+4,0
		0,00—1,00	28,3	25,2	+3,1

глубинах и горизонтах может изменяться в нижних горизонтах в 40 раз, в средних — в 2 раза. Для скважин, заложенных в ложбине юго-западного фланга россыпи на глубинах 8—9,5 м в 1974, 1975 и 1979 гг., наибольшая продуктивность разреза и особенно слоя 0,5—0,75 м выявлена для скважин 1974 г., а наименьшая — 1975 г. Значения R , установленные в 1979 г., близки к таковым для 1974 г. В течение периода с 1975 по 1979 г. наблюдается тенденция к восстановлению продуктивности разреза россыпи, причем наибольшая интенсивность регенерации значений R наблюдается на фестолах и особенно в приповерхностном слое донных осадков. Однако если один из источников тяжелых минералов находится на берегу, то во время сильных волнений образующийся компенсационный отток может сконцентрироваться в отходящей от берега поперечной ложбине и регулярно выносить в море как полезные компоненты, так и «пустые» пески, обогащая при этом донные осадки, лежащие в ложбине (см. фиг. 3). Это кажущееся противоречие лишней раз подтверждает правильность нашего мнения о строении и динамике россыпи (фиг. 4). В разрезе осадков ложбин в горизонте 0,5—1 м (для глубин 6—10 м) постоянно присутствуют прослои концентрата. При затухании сильных штормов происходит перестройка профиля подводного склона [15, 16]. Здесь формируется соответствующий ритм осадков из взвеси, а также наносов из верхней части подводного склона и смежных фестонов. Этот ритм захороняет ранее сформированные прослои концентрата и характеризуется разно- и грубозернистым составом наносов, обуславливая убогие содержания тяжелых минералов в осадках верхней части разреза ложбин. Отдельные очаги концентратов в слое 0—0,25 м, видимо, образуются в местах локального размыва. На фестолах, так же как и в ложбинах, формируется ритм затухания, но из более мелких наносов нижней части подводного склона и легко размываемых осадков из взвеси. Осадочная толща здесь хорошо сортирована и по крупности частиц близка к размеру минералов тяжелой фракции. Почти постоянный размыв верхов этого ритма часто повторяющимися волнениями (h_b 1,5—2 м) улучшает сортировку наносов по удельному весу и обогащает их тяжелыми минералами. Поверхности фестонов при слабых — умеренных волнениях являются постоянными очагами концентрации тяжелых минералов, что и подтверждается в натуре (см. фиг. 4). Наблюдающееся преимущественное сокращение продуктивных площадей и пониженные значения R в ложбинах обязаны разубоживающему влиянию «вскрышной» толщи осадков ритма «затухания» (0—0,5 м) сильных штормов, бедного тяжелыми минералами, при усреднении на пласт в 1 м. Наиболее продук-

тивная вдольбереговая «струя» россыпи, установленная на глубинах 7—10 м, генетически связана с зоной активного волнового воздействия слабых — умеренных штормов (h_b 0,5—2 м), которая для Балтийского моря определяется глубинами, равными $7h_b$ [18]. Таким образом, эта «струя» в основном обязана нормальной составляющей волнения, которая при расчетах по методике, приведенной в работе [20] для одного из участков восточной части Балтийского моря на порядок превышает энергию вдольбереговой составляющей. Аналогичное положение отмечено и С. Е. Саксом [21] для россыпи Японского моря. Эксперименты с меченым ильменитом, выполненные непосредственно во время волнений, показали, что могут иметь место также повышенные содержания тяжелых минералов в приповерхностном (10—20 см) слое [3]. Увеличение их концентрации в этом слое зафиксировано и в лабораторных условиях [11].

По данным о распределении тяжелых минералов во взвеси при равномерном их содержании (взвесенакопители отстояли от дна на 20—40 см) был сделан вывод о неблагоприятных условиях концентрации обломочного материала с большим удельным весом во внешней части береговой зоны [6]. Проанализировав динамику россыпи за шестилетний период, авторы настоящей статьи пришли к выводу о возможности образования там зон, параллельных берегу, с повышенным содержанием тяжелых минералов. Эту на первый взгляд неувязку можно объяснить перемещением основной массы тяжелой фракции на внешней части береговой зоны влечением по дну или сальтацией в толще придонного слоя воды порядка нескольких сантиметров.

Рассмотрев указанные изменения значений R с точки зрения динамики наносов на внешней части подводного берегового склона, можно считать, что все они происходят в так называемом *активном слое* осадков. Этот слой был выделен, по-видимому, В. П. Зенковичем [14, 15]. Определение его мощности впервые сделано в работе [1]. В последующие годы этим слоем занимались Ю. Д. Шуйский [10, 23], В. И. Кирлис [17], К. В. Яблоков [24].

Под активным слоем понимается толща наносов, находящаяся под активным механическим воздействием гидродинамических, гравитационных, биогенных и антропогенных факторов. В работах [1, 15, 24] активный слой связывался с воздействием на осадки лишь потока водных масс. Однако последние оценки [4] роли биогенного и антропогенного влияния на осадки позволяют поставить эти факторы переотложения осадочного материала и формирования активного слоя на шельфе в ряд далеко не второстепенных, а подчас даже решающих.

В различных частях шельфа значение названных факторов различно. В верхней части шельфа (синоним береговой зоны) главным фактором, формирующим этот слой, является гидродинамический, далее следуют антропогенный, гравитационный и биогенный факторы. На остальной части шельфа в ряде водоемов основным фактором может быть биогенный.

Верхней границей активного слоя служит поверхность дна, нижней — плоскость, расположенная на границе осадков и отложений, определяемая глубиной распространения механического воздействия на осадки гидродинамических, биогенных, гравитационных и антропогенных факторов.

Мощность активного слоя, определяемая степенью воздействия названных факторов, колеблется от нескольких метров до нескольких сантиметров [2, 4]. В случае определяющего значения гидродинамического фактора в условиях обратимых изменений рельефа дна мощность активного слоя может определяться как амплитуда вертикальных деформаций рельефа дна подводного склона, и тогда его границы связаны с плоскостью максимальных размыва и аккумуляции в данной зоне. К величине вертикальных деформаций рельефа необходимо еще прибавить глубину проникновения в грунт фильтрационной волны. Измерения последней величины, выполненные с помощью меченых частиц титаномаг-

нетита [3], показали, что в зоне последнего разрушения волн в условиях среднезернистого песка при высоте волны $h_b = 0,5$ м она может достигать 12 см. В нашем примере мы имеем дело с последним случаем, т. е. с зоной, где происходят обратимые изменения рельефа подводного берегового склона, и мощность активного слоя определяется как амплитуда вертикальных деформаций рельефа дна. По данным повторных промеров, на внешнем склоне юго-восточной части Балтийского моря величина этой амплитуды равна 1,5 м. Таким образом, изменения значений R в рассматриваемой толще связаны с активным слоем осадков.

Анализ количественных особенностей кривых распределения R дает возможность установить, что мощность активного слоя в 1974—1979 гг. на глубинах 7,5—14,0 м составила по крайней мере 1,25 м.

Сравнение полученных величин мощности активного слоя на экспериментальном полигоне с данными по другим районам Балтийского моря показывает, что эти величины довольно сходны для внешней части береговой зоны всего юго-восточного региона [2, 5]. Пики концентрации тяжелых минералов, расположенные в пределах активного слоя (см. фиг. 2, а, б), фиксируют промежуточные гидродинамические режимы, при которых шел интенсивный процесс механической дифференциации осадочного материала, благоприятный для накопления полезных компонентов. Возникновение пиков в пределах активного слоя может быть обусловлено также изменением режима питания россыпи.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Штормовые волнения, развивающиеся по нормали к берегу, приводят к увеличению концентраций тяжелых минералов в толще осадков активного слоя. Продолжительные активизации сильных штормов с косым подходом волн к линии разрушения неблагоприятно сказываются на продуктивности россыпи, перемешивая и уничтожая ранее сформированные очаги и прослои концентратов тяжелых минералов. Следующий за этой активизацией период умеренных волнений способствует регенерации россыпи. Темп регенерации на положительных формах донного рельефа (фестонах) выше, чем в ложбинах, а также на глубинах 7—10 м нежели мористее.

2. Геолого-географические особенности строения пересыпи, к средней части которой тяготеет современная морская россыпь, и гидрометеорологический режим этого района Балтийского моря обуславливают решающее значение нормальной составляющей перемещения донных наносов для процессов россыпеобразования во внешней части береговой зоны моря.

3. Основные качественные черты морфологии россыпи и рельефа подводного склона за шестилетний период остались относительно неизменными. Циклически изменялись лишь количественные характеристики, что свидетельствует о слабом современном привносе тяжелых минералов или его отсутствии в условиях общего дефицита наносов в юго-восточной части Балтийского моря.

4. На современном этапе формирование россыпи происходит на фоне глубокой дифференциации донных осадков по удельному весу и внутриочаговых миграций наносов в пределах активного слоя с периодическим разубоживанием и регенерацией этих очагов волнениями, смена направлений которых приводит к перераспределению концентратов внутри них.

5. Фестоны, столь характерные для восточной части описываемого района, формирующиеся в основном при аккумулятивно-абразионном режиме, являются участками интенсивной механической дифференциации наносов и представляют в целом зоны устойчивого обогащения приповерхностного слоя осадков тяжелыми минералами.

6. Участки ложбин, где преобладает транзитно-аккумулятивный режим, несмотря на высокую продуктивность горизонта 0,5—1 м, в целом имеют меньшее промышленное значение, чем фестоны. Спорадические очаги повышенных концентраций тяжелых минералов в приповерхностном слое осадков обязаны локальному размыву поверхности ложбин течениями береговой зоны (в основном разрывными).

1. Айбулатов Н. А. О динамике наносов в нижней части береговой зоны.— Тр. Союзморниипроекта, 1968, вып. 20 (26), с. 102—119.
2. Айбулатов Н. А. Динамика внешней части береговой зоны в связи с вопросами седиментогенеза на шельфах бесприливных морей.— В сб.: Морфолитоогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978, с. 145—178.
3. Айбулатов Н. А., Аксенов А. А., Невесский Е. Н. Экспериментальные исследования динамики тяжелых минералов.— В сб.: Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.: Наука, 1978, с. 79—89.
4. Айбулатов Н. А., Друщиц В. А. Роль биогенного фактора в переносе и переотложении осадочного материала в шельфовой зоне морей и океанов.— В сб.: Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. М.: Наука, 1984, с. 110—135.
5. Айбулатов Н. А., Новикова З. Т., Юркевич М. Г. Результаты кратковременных изменений рельефа и состава наносов подводного берегового склона восточной Балтики.— В сб.: Исследования динамики рельефа морских побережий. М.: Наука, 1979, с. 31—49.
6. Айбулатов Н. А., Косьян Р. Д., Новикова З. Т., Юркевич М. Г. Экспериментальное исследование переноса тяжелых минералов во взвешенном состоянии в береговой зоне моря.— Литология и полез. ископаемые, 1979, № 6, с. 28—35.
7. Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М.: Наука, 1972. 157 с.
8. Барковская М. Г. Закономерности распределения тяжелых минералов в полосе пляжа и на шельфе Советского побережья Черного моря.— В сб.: Вопросы накопления тяжелых минералов. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1960, с. 71—82.
9. Богданов Н. А. Некоторые вопросы прибрежно-морского россыпеобразования у берегов Юго-Восточной Балтики в связи с историей их развития в голоцене.— Геоморфология, 1984, № 4, с. 30—33.
10. Болдырев В. Л., Шуйский Ю. Д., Кочетков Б. В. О строении и формировании прибрежных россыпей Восточной Балтики.— Океанология, 1971, т. 2, вып. 2, с. 245—255.
11. Волков П. А. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря.— Тр. ИОАН СССР, 1965, т. 76, с. 3—94.
12. Дологов Ю. С., Жаромский Р. Б., Кирлис В. И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. М.: Наука, 1982. 183 с.
13. Дологов Ю. С., Айбулатов Н. А., Кирлис В. И. и др. К вопросу о динамике верхней части подводного склона и пляжа отмелого песчаного берега в различных стадиях волнения.— Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 1968, т. 3 (54), с. 141—156.
14. Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. М.—Л.: Морской транспорт, 1946. 496 с.
15. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
16. Леонтьев О. К. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря.— Докл. АН СССР, 1949, т. LXVI, № 3, с. 377—379.
17. Кирлис В. И. Некоторые данные о мощности перерабатываемой толщи песчаных наносов в прибрежной части пересыпи Куршю-Нярия.— Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 1973, т. 4 (77), с. 157—163.
18. Кирлис В. И. Особенности деформации волн в береговой зоне юго-восточной части Балтийского моря.— Тр. АН ЛитССР, сер. Б, 1977, т. 3, с. 137—142.
19. Невесский Е. Н., Павлидис Ю. А., Шербаков Ф. А. Вопросы палеогеографии берегов морей в голоцене в связи с изучением фаций прибрежных осадков.— В сб.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964, с. 103—115.
20. Попов Б. А., Совершаев В. А. Некоторые черты динамики арктических берегов Азии.— В сб.: Вопросы географии. Морские берега. № 19. М.: Мысль, с. 105—116.
21. Сакс С. Е. Некоторые вопросы динамики морского россыпеобразования.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 11, с. 81—89.
22. Тареева О. К. Терригенно-минералогические провинции прибрежно-шельфовой зоны западного Индостана.— В кн.: Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1978, с. 133—143.
23. Шуйский Ю. Д. Регенерация современной прибрежно-морской россыпи в связи с динамикой подводного склона.— Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5, с. 1111—1113.
24. Яблоков К. В. Влияние активного слоя на глубину опробования при региональных исследованиях.— В кн.: Методика и экономика морских геологоразведочных работ. Л.: Недра, 1980, с. 204—225.

Институт океанологии АН СССР,
ВНИПИгорцветмет,
Москва

Поступила в редакцию
8.V.1985

УДК 553.66(574.1)

**ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
СЕРНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ СЕВЕРНОГО БОРТА
ЗАБОЛОТОВСКОЙ ВПАДИНЫ**

РИВКИНА Е. М., ЛЕИН А. Ю., БОНДАРЬ В. А., ИВАНОВ М. В.

В статье приведены результаты минералого-петрографического и изотопно-геохимического изучения пород и руд серных залежей северного борта Заболотовской впадины. Выявлена тесная корреляционная зависимость ($\eta=0,92$) между величинами $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{13}\text{C}$, что свидетельствует о биогенной природе процессов рудообразования.

Выполненные расчеты показывают, что формирование сероносных и бессерных известняков могло происходить в верхнетортонской лагуне в результате процессов микробиологической редукции сульфатов. Отмечено, что дополнительным источником изотопно-легкого биогенного углерода, вероятно, были продукты аэробного окисления метана.

К настоящему времени большинство исследователей связывают образование крупных месторождений самородной серы и вмещающего ее известняка с эпигенетическими процессами замещения гипсов [6, 13—15, 17, 18], основываясь главным образом на структурно-тектонической приуроченности серных залежей, а также на некоторых петрографических и геохимических особенностях серных руд. По-разному решается лишь вопрос о времени прохождения процессов серообразования. Так, В. Ф. Полкунов и др. [13, 14] считают предкарпатские серные залежи неомезоплейстоценовыми и связывают их образование с поступлениями углеводорода (в результате вертикальной и латеральной миграции) и кислорода (с метеорными водами по эрозионным долинам размыва). Предположение о раннечетвертичном возрасте серных месторождений высказал Н. П. Юшкин [26].

Значительно более обоснованной мы считаем точку зрения Г. Т. Саксеева о верхнетортонском возрасте серных залежей [17], основанную на многочисленных находках обломков тирасских известняков и гипсов и даже более древних пород в подошве отложений прутского горизонта косовской свиты. Обломки бессерных и осерненных известняков на контакте карбонатных и гипсовых отложений были обнаружены также в древних карстовых полостях Роздольского месторождения [11], а позднее и нами в породах северо-западного борта месторождения Пясечно (Польша).

Сам факт обнаружения обломков сероносных известняков в перекрывающих отложениях косовской свиты говорит о том, что наиболее древние процессы серообразования в Предкарпатье могли проходить в сульфатно-карбонатных отложениях эпиконтинентальных водоемов, как это предполагали сторонники седиментационно-диагенетической гипотезы [3, 8, 11 и др.]. К этому следует добавить, что инфильтрационно-метасоматическая гипотеза не может объяснить целый ряд литологических и геохимических особенностей серных месторождений Предкарпатья. Так, с позиций метасоматоза необъясним легкий изотопный состав углерода бессерных известняков из кровли тирасских отложений, первично-осадочное происхождение которых признается большинством исследователей [13—15, 25]. В рамках инфильтрационно-метасоматической гипотезы не укладывается также факт существования на серных месторождениях Предкарпатья осерненных известняков, которые по всем петрографическим и минералогическим критериям нельзя отнести к метасоматическим по гипсам [9—11]. Таким образом, вопрос о генезисе

Таблица 1

Количественные соотношения первичных и вторичных известняковых серных руд [14]

Месторождение	Количество руд, %	
	первичных	вторичных
Немировское (западная залежь)	76	24
Язовское	77	23
Роздольское	55	45
Тейсаровское	82	18
Подороженское	90	10
Загайпольское	68	32

предкарпатских серных месторождений по-прежнему остается дискуссионным.

Необходимо подчеркнуть тот факт, что до сих пор активно изучались серные месторождения, расположенные близко к поверхности и в значительной степени измененные пострудными процессами (например, Роздольское, Язовское и др.). Это обстоятельство нашло отражение в принятом у геологов Предкарпатья разделении руд на «первичные» и «вторичные». Из табл. 1 следует, например, что на наиболее приподнятом и видоизмененном Роздольском месторождении около 50% руд относится к типу «вторичных», текстуры и структуры которых формировались в пострудную стадию существования залежи.

В связи с этим безусловный интерес в качестве объекта исследования представляют серные руды глубоко погруженных залежей в северном борту Заболотовской впадины, менее измененные пострудными процессами, чем сероносные породы ранее изученных Роздольского и Немировского месторождений [9, 10].

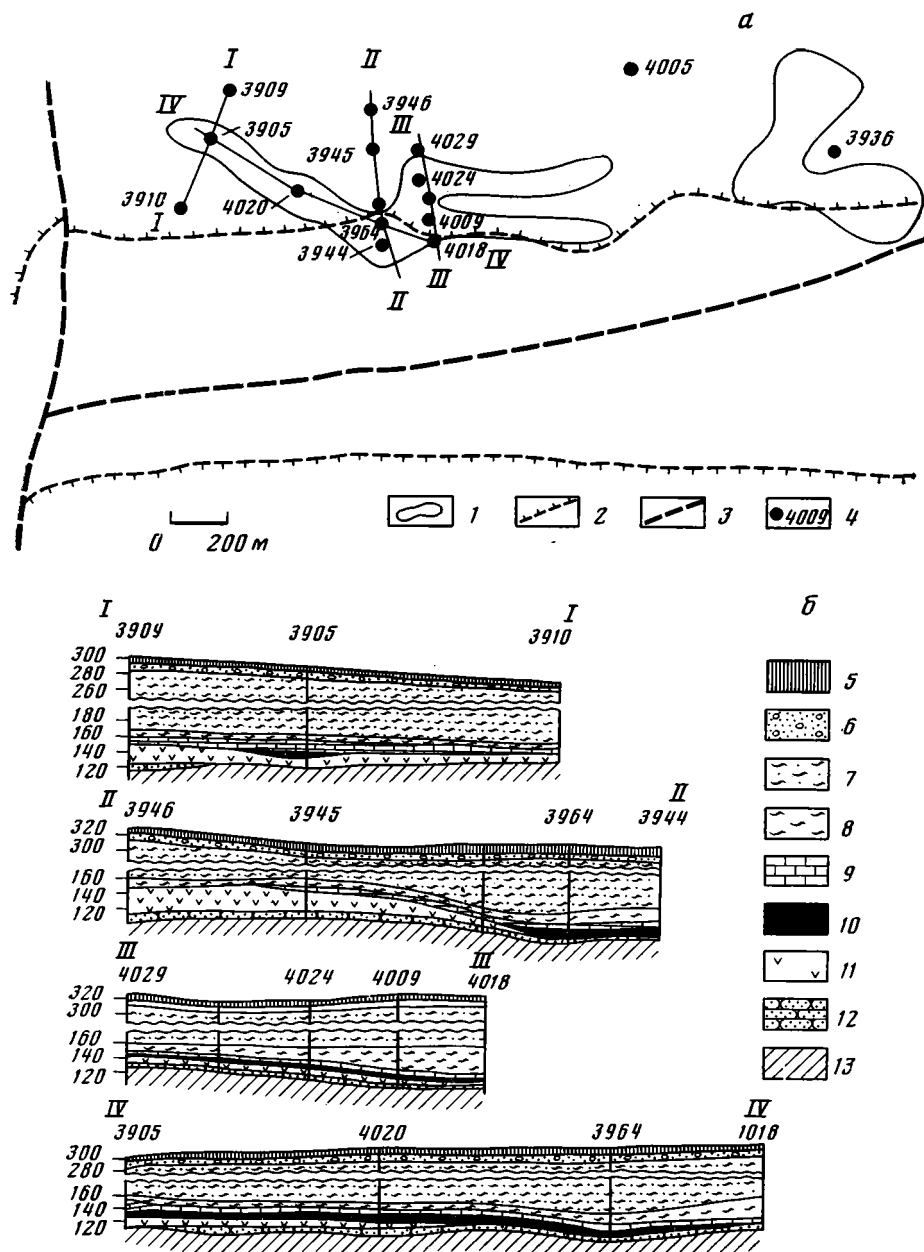
В задачу нашей работы входило комплексное литологическое и минералого-геохимическое изучение серосодержащих пород Заболотовской впадины и реконструкция условий их образования.

Геологические особенности района. Территория, на которой проводились исследования, расположена на северо-западном борту Заболотовской впадины, в 20 км к востоку от Загайпольского серного месторождения [26]. Район серопроявлений является частью крупного артезианского бассейна моноклинального типа, областью питания которого служит обширная площадь, прослеживающаяся северо-восточнее сероносного бассейна вдоль линии Немиров — Черновцы [7, 22].

Промышленные скопления серы на этом участке представляют собой линзы сложной конфигурации (фиг. 1, а, б). Ширина полосы осернения варьирует от 100 до 600 м, а глубина залегания кровли сероносных пород уменьшается с запада на восток от 260 до 70 м. Осернение приурочено к карбонатным и сульфатно-карбонатным породам тирасской свиты (см. фиг. 1, б, фиг. 2, а, б).

Основной рудный горизонт расположен над сульфатной толщей, однако маломощные (до 0,5 м) сероносные известняки встречаются и в подошве гипсоангидритов (см. фиг. 2, а). Серосодержащие породы перекрыты несероносными известняками ратинского горизонта [1, 13—15], расположены по всему северному крылу Заболотовской впадины в кровле тирасских отложений [25]. В нормальном разрезе пород выше известняков залегает толща нижнекосовских (вербовецких) глин (см. фиг. 1, б, 2, а). В тектонически приподнятых бортах впадины наблюдается размыв вербовецких, тирасских, нижнетортонских, а местами и верхнемеловых пород. Поверхность размыва перекрыта глинистыми отложениями прутского горизонта косовской свиты [15, 25].

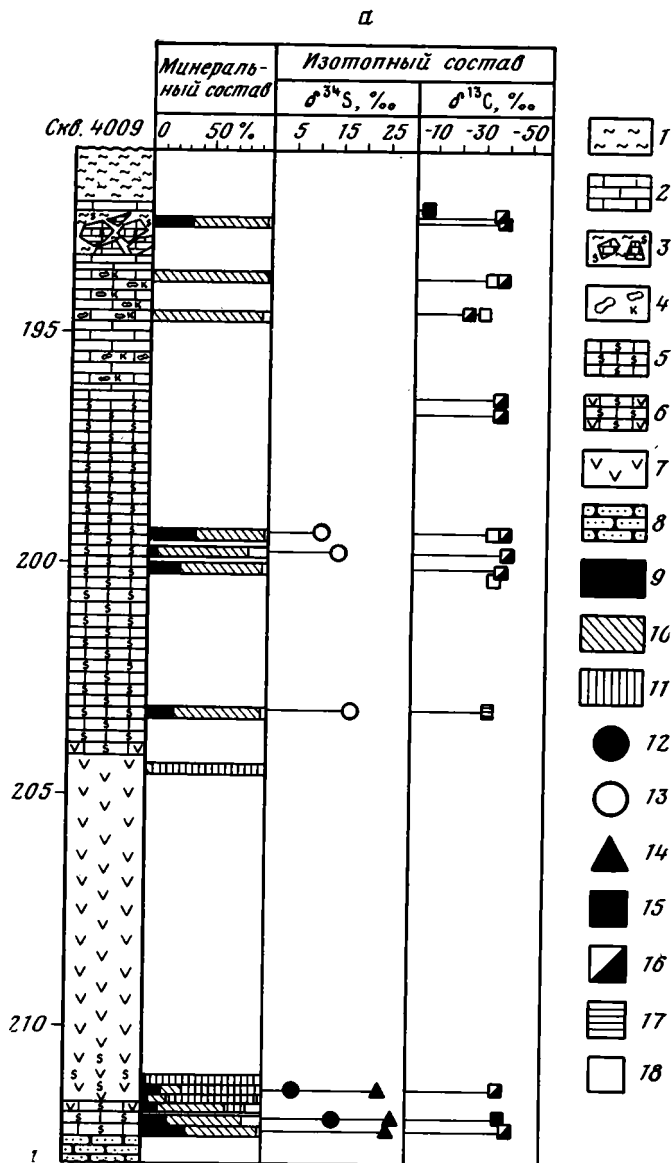
Литологическая характеристика серосодержащих и вмещающих пород. Бессерные известняки из кровли тирасских отложений (см. фиг. 1, б, 2, а, б) характеризуются массивными, полосчатыми, кавернозными текстурами. Структура — пелитоморфная, сгустковая, миндалевидная. От-



Фиг. 1. Схема расположения (а) и геологические разрезы серных залежей северного борта Заболотовской впадины (б)

1 — контур серных залежей; 2 — контур распространения гипсоангидритов под косовскими отложениями; 3 — разрывные нарушения; 4 — скважина и ее номер; 5–6 — четвертичные отложения (5 — супеси, суглинки, 6 — галечники); 7–8 — отложения косовской свиты верхнего тортона (7 — песчанистые и известковистые глины — прутский горизонт, 8 — известковистые глины — вербовецкий горизонт); 9–11 — отложения тирасской свиты верхнего тортона (9 — бессерные известняки, 10 — сероносные известняки — рудный горизонт, 11 — гипсоангидриты); 12 — песчаники (нижний тортон, барановский горизонт); 13 — мергели верхнего мела

дельные образцы содержат остатки раковин, выполненные пиритом (фиг. 3, а). Каверны и трещины залечены кальцитом и вторичными сульфатными минералами. Содержание нерастворимого остатка составляет в среднем 6,6%. Термогравиметрические исследования классов менее 5μ показали, что в некоторых известняках содержится тонкодисперсная примесь магнийсодержащих карбонатов. Основная часть нерастворимого остатка представлена гидрослюдами. Во фракции удельного веса менее



Фиг. 2. Литолого-геохимическая характеристика серосодержащих пород на примере двух опорных скважин (а — скв. 4009, б — скв. 3944)

1 — глины; 2 — известняки; 3 — зоны брекчирования; 4 — кавернозные известняки с вторичным кальцитом и серой; 5 — сероносные известняки; 6 — гипсокарбонатные породы; 7 — гипсы и ангидриты; 8 — песчаники. Минеральный состав: 9 — сера; 10 — кальцит; 11 — гипс. Изотопный состав серы: 12 — сера скрытокристаллическая; 13 — сера явнокристаллическая; 14 — сульфатные минералы. Изотопный состав углерода карбонатов: 15 — пелитоморфный известняк; 16 — известняки со смешанной структурой; 17 — перекристаллизованные известняки; 18 — вторичный кальцит

3,3 г/см³ обнаружены кварц, плагиоклаз, полевые шпаты. Фракция удельного веса более 3,3 г/см³ представлена магнетитом, гидроокислами железа, гранатом, дистеном, цирконом, ставролитом, вулканическими стеклами и аутигенными минералами (пиритом, целестином, баритом).

Сероносные известняки изучаемой площади, так же как руды Загайпольского и Шевченковского месторождений, отличаются повышенной плотностью и пониженной проницаемостью [14, 22]. Для руд характерны трещинно-вкрапленные, вкрапленно-прожилковые, псевдобрекчиевые текстуры (см. фиг. 3, б, в). Самородная сера — скрытокристаллическая, реже кристаллическая. Структура вмещающего известняка средне- и

**Изотопный состав карбонатного углерода и кислорода в бессерных известняках
из кровли тиасских отложений**

Номер образца	Глубина отбора, м	Краткая характеристика образца	Изотопный состав, ‰	
			$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
4020-1	175,4	Пелитоморфный темно-коричневый известняк (афанитовый)	-25,2	+29,6
3964-1	197,0	Светло-серый известняк с преобладанием пелитоморфного кальцита	-15,4	+24,2
3945-1	157,0	Серый тонкокристаллический известняк	-54,1	+27,2
4024-1	169,4	Серый известняк с преобладанием мелкокристаллического кальцита	-37,4	—
4018-1	206,7	Серый известняк с преобладанием пелитоморфного кальцита, трещины залечены вторичным кальцитом	-17,9	+26,0
		Вторичный кальцит	-22,4	+19,1
4009-4	192,3	Серый тонкокристаллический известняк	-4,8	+24,5
4009-6	192,4	Серый тонкокристаллический известняк из зоны карста	-36,0	—
4009-9	193,6	Серый известняк с преобладанием мелкокристаллического кальцита, трещины залечены вторичным кальцитом	-36,0	—
		Вторичный кальцит	-34,2	—
4009-11	194,8	Серый известняк с преобладанием мелкокристаллического кальцита, трещины залечены вторичным кальцитом	-23,0	—
		Вторичный кальцит	-29,0	—
4009-12А	196,3	То же	-36,0	—
4018-3	208,7	Вторичный кальцит из каверн в тонкокристаллическом известняке	-37,9	—
3543-1	237,5	Светло-серый известняк с преобладанием мелкокристаллического кальцита	-36,5	+23,7

известняках содержание нерастворимого остатка в 2—4 раза выше, чем в гипсах. Состав и морфология аксессуарных минералов нерастворимых остатков известняков и гипсов аналогичны описанным для Немировского месторождения [10].

Результаты изотопного анализа серы, углерода и кислорода карбонатов сероносных и вмещающих пород. Изотопный состав карбонатного углерода, входящего в состав бессерных известняков, изменяется в широком диапазоне от $-4,8$ до $-37,4$ ‰ (табл. 2, см. фиг. 2, а, б). В образце из законтурной скв. 3945 (см. фиг. 1, а, б) отмечено аномальное значение $\delta^{13}\text{C}$, равное $-54,1$ ‰ (табл. 2). Обращает на себя внимание, что известняки из кровли в меньшей степени обогащены легким изотопом ^{12}C ($\delta^{13}\text{C}$ от $-4,8$ до $-17,9$ ‰), чем бессерные известняки, контактирующие с серными рудами ($\delta^{13}\text{C}$ от $-23,0$ до $-37,4$ ‰) (см. табл. 2). Значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатного углерода серных известняков варьируют от $-33,3$ до $-40,9$ ‰ (табл. 3). Изотопный состав самородной серы в известняковых рудах изменяется от $+11,1$ до $+18,4$ ‰ и составляет в среднем $+14,7$ ‰. Значения $\delta^{34}\text{S}$ целестина, парагенного сере, составляют в среднем $+26,8$ ‰ (см. табл. 3).

Величина $\delta^{34}\text{S}$ в гипсах изменяется от $+19$ до $+26,9$ ‰ (табл. 4). Максимально высокое содержание изотопа ^{34}S наблюдается в селените из рассланцованных гипсов. Величина $\delta^{34}\text{S}$ серы ангидритов не превышает $+24,6$ ‰ (см. табл. 4). Изотопный состав самородной серы в сульфатных породах более однородный, чем в карбонатных.

Изотопный состав углерода различных карбонатных включений из сульфатно-карбонатных пород большей частью попадает в интервал от $+3,1$ до $-40,8$ ‰ (см. табл. 4). Однако для каждой из выделенных разновидностей карбонатов интервалы величины значительно более узкие. Максимально тяжелый изотопный состав ($\delta^{13}\text{C} = +3,1$ ‰) карбонатного углерода отмечен в неизмененном седиментационно-диагенетическом известняке со сгустковой структурой из линз и включений в гипсоангидри-

Таблица 3

Изотопный состав серы, карбонатного углерода и кислорода в сероносных известняках

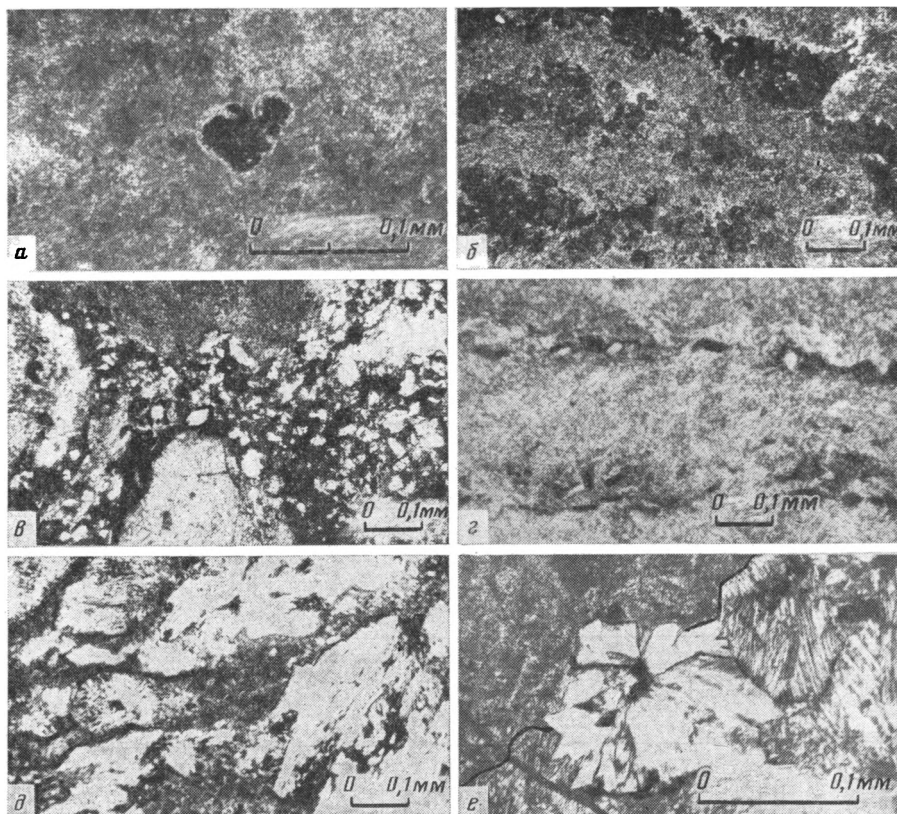
Номер образца	Глубина отбора, м	Краткая характеристика образца	Содержание, %	Изотопный состав, ‰		
				$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)
3944-6	199,0	Серый известняк с преобладанием пелитоморфной структуры, сера скрытокристаллическая	28,16	+11,6	-35,3	—
3844-12	203,9	То же	34,2	+13,4	-36,0	—
3944-13	204,9	Вторичный кальцит и ассоциирующая с ним явнокристаллическая сера из трещин в руде	—	+16,7	-36,0	—
3944-14	205,9	Серый известняк с преобладанием раскристаллизованного кальцита, сера скрытокристаллическая	30,3	+8,5	-40,9	—
		Вторичный кальцит из трещин в руде	—	—	-37,7	—
3944-17	206,0	Серый известняк с преобладанием раскристаллизованного кальцита, сера скрытокристаллическая	31,0	+16,2	-36,5	—
3944-19	206,5	То же	32,9	—	-36,5	—
3944-22	207,0	»	34,2	+12,0	—	—
3944-27	207,8	Серый известняк с преобладанием раскристаллизованного кальцита, сера кристаллическая	16,4	—	-38,3	—
4009-8	192,4	Сероносный известняк из зон карста	31,7	—	-37,4	—
4009-12	196,4	Тонкокристаллический известняк с субпараллельными трещинами, выполненными явнокристаллической серой и вторичным кальцитом	—	—	-36,4	—
4009-13	199,3	Известняк с преобладанием раскристаллизованного кальцита, сера кристаллическая в ассоциации с вторичным кальцитом	52,7	+11,4	-37,4	—
		Вторичный кальцит	—	—	-34,7	—
4009-14	199,9	Известняк с преобладанием раскристаллизованного кальцита, сера кристаллическая в ассоциации с вторичным кальцитом	9,3	+14,9	-40,8	+22,5
4009-15	200,2	То же	27,8	—	-37,9	+23,3
		Вторичный кальцит	—	—	-37,8	+22,4
4009-17	203,2	Равномерно раскристаллизованный известняк с кристаллической серой	23,6	+18,4	-33,3	+18,3
4009-24	212,3	Известняк из подошвы гипсового горизонта с преобладанием пелитоморфной и мелкосгустковой структуры кальцита, сера скрытокристаллическая	26,0	+14,0	-36,6	+24,4
		Целестин из мелких включений в известняке	—	+26,8	—	—
4009-25	212,4	Известняк из подошвы гипсового горизонта с преобладанием пелитоморфной и мелкосгустковой структуры кальцита, сера скрытокристаллическая	37,0	—	-39,9	—
		Целестин из мелких включений в известняке	—	+26,5	—	—
4018-4	211,8	Вторичный кальцит из трещин в руде	—	—	-33,0	—
4024-3	172,5	Известняк с преобладанием пелитоморфного кальцита, сера кристаллическая	12,8	—	-35,3	—
3543/2	238,0	То же	29,2	+15,7	-40,4	—

Минеральный и изотопный состав серы, карбонатного углерода и кислорода в сульфатных и сульфатно-карбонатных породах

Номер образца	Глубина отбора, м	Краткая характеристика образца	Минеральный состав, %				Изотопный состав, ‰		
			гипс	ангидрит целестин	кальцит	сера	$\delta^{34}\text{S}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
4020-5	184,7	Неосеренный «сланцеватый» селенитовый гипс	86	— 7	6	—	+26,7	—6,5	—
3909-5	171,0	То же	—	—	—	—	+25,6	—6,5	+28,2
4026-5А	173,0	Неосеренный среднезернистый гипс с включениями пелитоморфного известняка	—	—	—	—	+24,1	—	—
4026-5А	173,0	Включения пелитоморфного известняка в гипсовой породе	—	—	—	—	—	—27,4	—
4026-5Б	173,2	Неосеренный среднезернистый гипс	—	—	—	—	+23,8	—	—
3946-4А	182,1	Неосеренная сульфатно-карбонатная порода; карбонатная часть представлена мелкогустковым известняком	39,0	15 5	21	—	—	+3,1	+25,8
		гипс	—	—	—	—	+20,5	—	—
		ангидрит	—	—	—	—	+22,7	—	—
		гипс-селенит из трещин	—	—	—	—	+26,9	—	—
3946-4Б	182,2	Неосеренная сульфатно-карбонатная порода	44,0	24 4	26,0	—	—	—14,4	+23,5
		гипс	—	—	—	—	+22,5	—	—
		ангидрит	—	—	—	—	+23,6	—	—
3945-2	157,0	Неосеренная сульфатно-карбонатная порода (включения гипса в пелитоморфном известняке)	50,0	2 11	38,5	—	—	—51,6	+26,8
		гипс	—	—	—	—	+20,5	—	—
3945-3	159,2	Неосеренный карбонатизированный гипс с ячеистой структурой	83,0	—	7,0	—	+20,5	—44,6	—
4029-8	178,0	То же	—	—	—	—	+20,8	—3,9	223,5
3909-8	181,5	Осеренная сульфатно-карбонатная порода	14,4	15,8 1	48,8	21,0	—	—40,8	+20,6
		сера	—	—	—	—	+7,9	—	—
		гипс	—	—	—	—	+22,0	—	—
		ангидрит	—	—	—	—	+22,7	—	—
3909-9	182,2	Слабоосеренная сульфатно-карбонатная порода	4,8	86 2	10,2	1,0	—	—30,7	—

		сера	—	—	—	—	+7,0	—	—
		гипс	—	—	—	—	+20,0	—	—
		ангидрит	—	—	—	—	+23,6	—	—
3909-15	195,2	Осерненная сульфатно-карбонатная порода с брекчиевидными включениями пелитоморфного известняка	71,8	3,7 1,5	47	7,5	—	—18,7	—
		сера	—	—	—	—	+8,1	—	—
		гипс	—	—	—	—	+22,5	—	—
3909-15	195,2	Включения пелитоморфного известняка в сульфатно-карбонатной породе	—	—	—	—	—	—33,3	—
4005-7	223,9	Слабоосерненные гипсы с брекчиевидными включениями пелитоморфного известняка	90,9	—	68	1,3	—	—10,1	—
		сера	—	—	—	—	+7,0	—	—
		гипс	—	—	—	—	+21,0	—	—
4005-7	223,9	Включения пелитоморфного известняка в гипсовой породе	—	—	—	—	—	—35,5	—
4005-8А	224,5	Белые сахаровидные гипсы	—	—	—	—	+25,0	—	—
4005-8Б	224,6	Неосерненные среднезернистые гипсы с брекчиевидными включениями пелитоморфного известняка	—	—	—	—	+24,6	—	—
4005-8Б	224,6	Включения пелитоморфного известняка в гипсовой породе	—	—	—	—	—	—31,6	—
4018-7	213,6	Осерненная сульфатно-карбонатная порода с брекчиевидными включениями пелитоморфного известняка	62,0	— 2	26,1	17,5	—	—33,5	—
		сера	—	—	—	—	+7,8	—	—
		гипс	—	—	—	—	+21,3	—	—
4018-7	213,6	Включения осерненного пелитоморфного известняка в сульфатно-карбонатной породе	—	—	—	—	—	—31,8	—
		сера	—	—	—	—	+6,8	—	—
4009-21	211,8	Осерненная сульфатно-карбонатная порода с включениями целестина	62,2	— 5,7	19,3	18,5	—	—35,1	—
		сера	—	—	—	—	+6,0	—	—
		гипс	—	—	—	—	+25,4	—	—
		целестин	—	—	—	—	+23,4	—	—
3910-8	159,6	Слабоосерненная карбонатизированная гипсоангидритовая порода с включениями известняка	14,4	71,7 2,0	11,4	2,5	—	—36,7	—
		сера	—	—	—	—	+9,0	—	—
		гипс	—	—	—	—	+21,3	—	—
		ангидрит	—	—	—	—	+24,6	—	—
3910-8	159,6	Включения пелитоморфного известняка в сульфатно-карбонатной породе	—	—	—	—	—	—36,5	—
3936-6	70,7	Неосерненные среднезернистые карбонатизированные гипсы	82,6	— 6,0	11	—	+22,5	—9,3	—

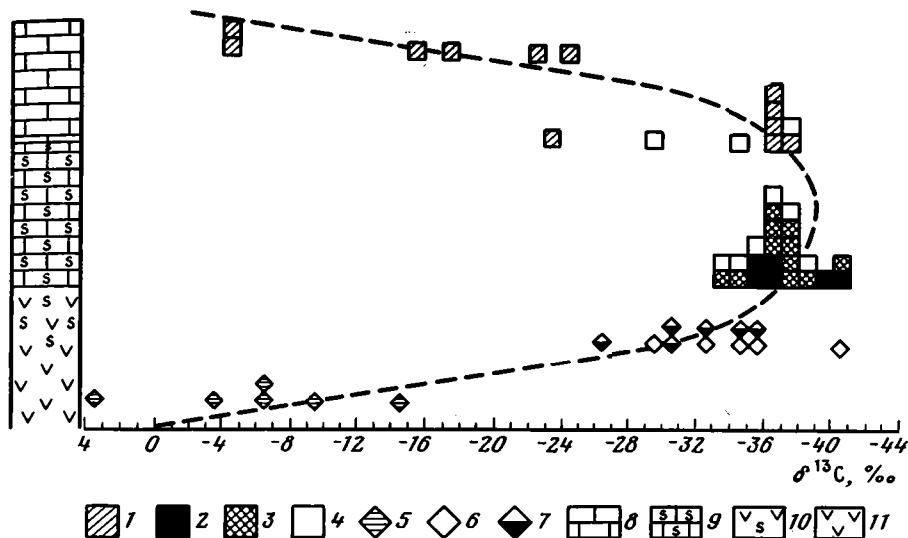
Примечание. Термогравиметрические определения минерального состава выполнены В. А. Самаркиным (ИБФМ АН СССР).



Фиг. 3. Микрофотографии пород и руд

а — бессерный пелитоморфный известняк из кровли рудного горизонта, черное пятно в центре — раковина, выполненная пиритом, николи ||; *б* — мелкокристаллический сероносный известняк, черный цвет — сера, серый — известняк, белый — вторичный кальцит, николи +; *в* — брекчиевидный сероносный известняк, черный цвет — сера, серый — известняк, николи +; *г* — рассланцованная гипсокарбонатная порода, темные пятна — пелитоморфный кальцит, николи +; *д* — сульфатно-карбонатная порода с ячеистой текстурой, светлые пятна — гипс, темные — пелитоморфный кальцит, николи ||; *е* — розетки халцедона (1) на контакте пелитоморфного известняка (2) и гипса (3), николи +

то-карбонатной породе (обр. 3946-4А, см. фиг. 1, *б*, табл. 4). Значения $\delta^{13}\text{C}$ углерода тонкокристаллического кальцита, образующего ячеистую структуру в бессерных гипсах, и пелитоморфного кальцита из рассланцованных гипсов (см. табл. 3) также лежат в пределах, характерных для карбоната морского происхождения ($\delta^{13}\text{C} = -3,9 \div -9,3\text{‰}$). Совершенно иные результаты измерения величины $\delta^{13}\text{C}$ были получены для углерода кальцита брекчиевидных включений известняка в сульфатных породах ($-31,8 \div -36,3\text{‰}$), а также для мелко- и среднезернистого кальцита, развивающегося по гипсовым кристаллам ($-38,2 \div -40,2\text{‰}$). Аномально низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ имеет углерод карбоната в сульфатно-карбонатной породе ($-51,6\text{‰}$) и в нижележащем мелкозернистом гипсе ($-44,6\text{‰}$) из скв. 3945 (см. фиг. 1), расположенной за контуром серной залежи (см. табл. 4). В качестве одного из критериев для реконструкции обстановки, в которой происходило образование известняков и сульфатно-карбонатных пород, может служить изотопный состав кислорода карбоната [27, 33]. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах из ратинских известняков изменяются от $+23,7$ до $+29,6\text{‰}$. В подгипсовом слабоизмененном сероносном известняке $\delta^{18}\text{O}$ составляет $+24,4\text{‰}$ (см. табл. 3). Карбонат первичных сульфатно-карбонатных пород характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $+23,5$ до $+26,8\text{‰}$ (см. табл. 4). В перекристаллизованных сероносных известняках и во вторичных кальцитах значения $\delta^{18}\text{O}$ карбоната



Фиг. 4. Гистограмма распределения значений $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатных и сульфатно-карбонатных породах в зависимости от их положения в разрезе
 1—3 — известняки (1 — бессерные, 2 — сероносные с первичной пелитоморфной и мелкосугустковой структурой кальцита, 3 — перекристаллизованные сероносные); 4 — вторичные кальциты; 5—6 — сульфатно-карбонатные породы (5 — малоизмененные, 6 — перекристаллизованные); 7 — включения пелитоморфного известняка в сульфатно-карбонатных породах; 8 — бессерные известняки; 9 — рудный горизонт (сероносные известняки); 10 — осерненные гипсоангидриты, 11 — бессерные малоизмененные гипсоангидриты

попадают в интервал от $+18,3$ до $+23,3\text{‰}$. Величина $\delta^{18}\text{O}$ кальцита, образующего псевдоморфозы по кристаллам гипса в гипсоангидритовой осерненной породе составляет $+20,6\text{‰}$ (см. табл. 4).

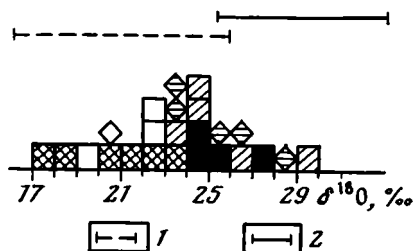
В результате приведенных нами изотопно-геохимических исследований минералов, слагающих породы северного борта Заболотовской впадины, отмечено, что элементная сера в известняковых серных рудах и осерненных сульфатно-карбонатных породах обогащена изотопом ^{32}S по сравнению с серой сульфатных минералов (см. табл. 3, 4, фиг. 2). Эти данные подтверждают тот факт, что образование самородной серы происходило вследствие микробиологического процесса восстановления сульфатов, однако не дают однозначного ответа на вопрос: где и когда происходили процессы бактериальной сульфатредукции.

Карбонатные породы серных залежей, как правило, характеризуются смешанными структурами кальцита: первичными (пелитоморфной и сугустковой) и вторичными (в разной степени раскристаллизованными). Известняки, сложенные исключительно пелитоморфным кальцитом (афанитовые), встречены только в кровле ратинского горизонта тирасской свиты. В то же время бессерные и осерненные известняки, представленные только перекристаллизованным кальцитом, а также руды с реликтовой структурой замещения по гипсовым кристаллам, довольно редко встречаются на изученной территории.

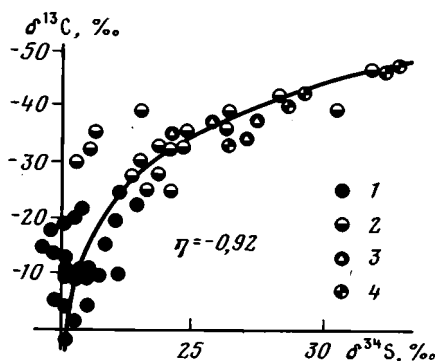
Изотопный состав бессерных известняков, мало затронутых процессами перекристаллизации из кровли ратинских отложений, отличается от сероносных известняков относительно высоким содержанием изотопа ^{13}C (фиг. 4). Еще более обогащены тяжелым изотопом пелитоморфные кальциты из первичных сульфатно-карбонатных пород. В то же время все сероносные известняки, вторичные кальциты и бессерные известняки, залегающие вблизи контакта с серными рудами, характеризуются аномально высоким для карбонатных пород содержанием легкого изотопа ^{12}C . Изотопно облегчены также карбонаты из осерненных сульфатно-карбонатных пород. Можно полагать, что характер кривой на гистограмме (см. фиг. 4) отражает относительный вклад изотопнолегкой биоген-

ной углекислоты в формирование изотопного состава сероносных и бессерных пород месторождений.

Для выяснения генетической природы карбонатов, различных по изотопному составу углерода, были использованы результаты определения изотопного состава кислорода ($\delta^{18}\text{O}$). Показано, что бессерные известняки из кровли тиасских отложений, серные руды, слабо затронутые процессами перекристаллизации, а также первичные неосерненные сульфатно-карбонатные породы характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $+23,5$ до $+29,6\text{‰}$ (фиг. 5), соответствующими диапазону $\delta^{18}\text{O}$ морских карбо-



Фиг. 5



Фиг. 6

Фиг. 5. Гистограмма значений $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатных минералах серных руд и вмещающих пород [30]

1 — интервалы изменения величины $\delta^{18}\text{O}$ в пресноводных биогенных карбонатах; 2 — то же в морских. Остальные условные обозначения см. на фиг. 4

Фиг. 6. Зависимость и корреляционное отношение между значениями $\delta^{13}\text{C}$ кальцита и $\delta^{34}\text{S}$ сульфатных минералов в сероносных и бессерных породах

1—2 — сульфатно-карбонатные породы (1 — малоизмененные, 2 — перекристаллизованные); 3—4 — сероносные известняки (3 — первичные малоизмененные, 4 — перекристаллизованные)

натов. Изотопный состав кислорода карбоната из пород, существенно затронутых процессами вторичной переработки (вторичные кальциты, перекристаллизованные серные руды, осерненные сульфатно-карбонатные породы), варьирует в пределах величин $+17,3 \div +23,3\text{‰}$ (фиг. 6), что можно объяснить участием в их образовании кислорода вод метеорогенного происхождения.

Таким образом, результаты минералого-петрографических и изотопных исследований и критический анализ литературных данных позволяют утверждать, что бессерные (ратинские) известняки так же, как мало измененные известняковые серные руды, являются первичными седиментационно-диагенетическими породами, образовавшимися в верхнетортонской лагуне при участии биогенной углекислоты.

Мы предприняли попытку оценить количество морского и биогенного карбоната, образовавшегося в верхнетортонской лагуне в процессе сульфатредукции, исходя из предположения, что оба эти типа карбонатов имеют седиментационную природу.

По данным Л. Н. Кудрина [8], площадь лагуны на территории СССР составляла 27 тыс. км². За время существования солеродного бассейна, продолжительностью 36 тыс. лет, в него из эпиконтинентального моря нормальной солености поступило около $81 \cdot 10^{13}$ м³ воды с содержанием взвешенного органического вещества 2 г/м³ [8]. Корректируя эту цифру с учетом данных последних лет о содержании взвешенного и растворенного органического вещества в водах эпиконтинентальных морей (3,5 г/м³) [2], мы получили, что в лагуну могло поступить около 3000 млн. т готового органического вещества или 1500 млн. т $\text{C}_{\text{орг}}$.

Данные по биопродуктивности современных бассейнов с высокоминерализованными водами показывают, что величина первичной продукции

в них может варьировать от 1,5 до 12 г/м²/сут [34]. Это вполне сопоставимо с величиной первичной продукции в высокопродуктивных районах океана (1,48—1,97 г/м²/сут) [16], Калифорнийского залива (2,5 г/м²/сут) и в прибрежных зонах эпиконтинентальных морей (Рижский залив до 2,46 г/м²/сут) [5].

Можно предположить, что биопродуктивность и минерализация вод верхнетортонской лагуны были близки к наблюдающимся в настоящее время в оз. Солар-Лейк [34], в котором происходит попеременное отложение гипса и известняка. Принимая во внимание то, что в верхнетортонской лагуне величина первичной продукции (как и в озере Солар-Лейк) составляла 1,5 г/м²/сут, получим, что на долю аллохтонного органического вещества, поступавшего с водами эпиконтинентального моря [8], приходится менее 1% $C_{орг}$.

Ниже приводится расчет мощности биогенного известняка:

Первичная продукция $C_{орг}$, г/м ² /сут [34]	1,5
Продукция $C_{орг}$ за 36 тыс. лет на площади 27 000·10 ⁸ м ² , т [8, 34]	5,32·10 ¹¹
Аллохтонное $C_{орг}$, т [8]	0,015·10 ¹¹
Сумма $C_{орг}$ (продуцир. и аллохт.), т	5,335·10 ¹¹
$C_{орг}$, используемое в донных осадках на процесс сульфатредукции (5% от суммы $C_{орг}$), т ¹	0,27·10 ¹¹
Биогенный известняк, т	2,25·10 ¹¹
Объем, занимаемый биогенным известняком (уд. вес 2,7 г/м ³), м ³	0,822·10 ¹¹
Средняя мощность биогенного известняка, м	3,04

Из приведенного расчета видно, что при использовании всего лишь 5% от суммы продуцируемого и поступающего органического вещества в результате процессов бактериальной сульфатредукции на всей площади лагуны мог образоваться трехметровый слой известняка с легким изотопным составом углерода. Если исходить из максимальной величины первичной продукции $C_{орг}$ оз. Солар-Лейк, равной 12 г/м²/сут, то максимальная расчетная мощность биогенного известняка при той же схеме расчета составит 24,3 м. Кроме того, из поступавшей в лагуну морской воды при ее испарении происходило хемогенное осаждение кальцита. Беря за основу данные экспериментов по выпариванию морской воды [23], мы оценили мощность хемогенного известняка, отложившегося после осаждения гипса при рассолонении лагуны; она равна в среднем 0,7 м. Другими словами, средняя суммарная мощность биогенного и хемогенного известняка на всей площади лагуны может составить 3,7 м.

Количество элементной серы, которая могла образоваться в донных осадках лагуны в результате процессов микробиологической сульфатредукции, мы оценили исходя из предположения о том, что не весь метаболический сероводород, а только 20% его количества окисляется до серы и накапливается в осадках лагуны [4]. При величине первичной продукции, равной 1,5 г $C_{орг}$ /м²/сут за 36 тыс. лет могло образоваться 8 млрд. т серы.

Приведенные расчеты показывают, что в верхнетортонской лагуне за счет органического вещества могли отлагаться значительные количества сероносных и бессерных биогенных известняков.

Аномально легкий изотопный состав углерода и значения $\delta^{18}O$, свойственные морским карбонатам (+26,8—+29,1‰), в малоизмененных карбонатных и сульфатно-карбонатных породах заставляют искать дополнительный источник изотопнолегкой углекислоты. Наиболее вероятным источником изотопнолегкого углерода были продукты аэробного окисления метана и других углеводородов, поступавших в верхнетортонскую лагуну по вертикальным разломам [12, 20, 21].

Редкие находки известняковых серных руд со следами замещения гипса и характер серно-кальцитовой минерализации в сульфатных поро-

¹В мелководных водоемах около 50% суммы всего органического вещества потребляется в водной толще [31], а около 10—20% $C_{орг}$, достигшего дна, используется в процессе бактериальной сульфатредукции [30].

дах свидетельствуют о том, что процессы бактериальной сульфатредукции происходили и на стадии эпигенеза в литифицированных осадках, и происходят в настоящее время [3, 24]. Наиболее благоприятные условия для эпигенетических редукционных процессов сложились, по-видимому, в четвертичное время и были непосредственно связаны с заключительной фазой альпийского тектогенеза [13].

Роль восстановителя в процессе эпигенетической сульфатредукции играло рассеянное органическое вещество [3], а также углеводороды, поступавшие в результате вертикальной и латеральной миграции [13]. Было показано, что метан как субстрат для жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий использоваться не может [19], однако углекислота, возникшая при его аэробном окислении в зонах поступления кислородных грунтовых вод, аномально обогащенная легким изотопом ^{12}C , принимает участие в эпигенетической перекристаллизации серно-кальцитовых руд и бессерных известняков [9].

Таким образом, на седиментационно-диагенетическом этапе и в эпигенезе основным процессом, определившим формирование, видоизменение и длительное сохранение залежи в анаэробных условиях, был процесс бактериальной редукции сульфатов, что подтверждается исследованиями современных микробиологических процессов в подземных водах предкарпатских месторождений [3, 24] и высоким значением корреляционного отношения между величинами $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ в сульфатно-карбонатных породах и серных рудах (см. фиг. 6).

Результаты проведенных исследований на серных залежах северного борта Заболотовской впадины и на других месторождениях Предкарпатья (Роздольском, Немировском, Подорожненском) вполне сопоставимы с данными по соотношению «первичных» и «вторичных» руд (см. табл. 1) и характеризуют вклад сероносных седиментационно-диагенетических известняков и перекристаллизованных серно-кальцитовых руд в залежах, что в известной степени отражает участие седиментационно-диагенетических и эпигенетических процессов в формировании современного облика серных месторождений Предкарпатья.

Литература

1. Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. М.: Недра, 1967. 303 с.
2. Емельянов Е. М., Романкевич Е. А. Геохимия Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 219 с.
3. Иванов М. В. Роль микробиологических процессов в генезисе месторождений самородной серы. М.: Наука, 1964. 367 с.
4. Иванов М. В., Леин А. Ю. Расход $\text{C}_{\text{орг}}$ при редукционных процессах в осадках Тихого океана (по методу радиоактивных изотопов).— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 217—220.
5. Кобленц-Мишке О. Ю. Первичная продукция в Балтийском море.— В кн.: Биогеохимия Балтийского моря. М.: Наука, 1981, с. 45—63.
6. Колтун В. И. О генезисе серных месторождений Предкарпатья по литологическим данным.— В кн.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев: Наук. думка, 1966, с. 12—20.
7. Комлева Ж. А. Гидрогеология и гидрохимия Предкарпатского сероносного бассейна.— В кн.: Геология месторождений самородной серы. М.: Недра, 1969, с. 112—125.
8. Кудрин Л. Н. Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогеновых и неогеновых отложений Предкарпатья. Львов: Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1966. 173 с.
9. Леин А. Ю., Иванов М. В., Ривкина Е. М., Бондарь В. А. О различии в изотопном составе углерода карбонатов пелитоморфного и кристаллического известняков серных месторождений Предкарпатья.— Геохимия, 1977, № 4, с. 578—588.
10. Леин А. Ю., Ривкина Е. М. Сравнительный минералогический анализ терригенного материала гипсов и известняков серных месторождений Предкарпатья.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 1, с. 97—109.
11. Мерлих Б. В., Даценко Н. М. Условия образования серных руд Роздольского месторождения. Львов: Вища школа, 1976. 219 с.
12. Михайлов А. Е., Найдин Д. П. О тектонических нарушениях юго-западной окраины Русской платформы.— Тр. МГРИ, 1954, т. XXVI, с. 217—229.
13. Полкунов В. Ф. Основные этапы геологического развития бассейна.— В кн.: Строение и закономерности размещения серных месторождений СССР. Киев: Наук. думка, 1979, с. 47—57.
14. Полкунов В. Ф., Костровская А. И., Архипова Д. Д., Озерко Н. Г. Серные руды.—

- В кн.: Строение и закономерности размещения серных месторождений СССР. Киев: Наук. думка, 1979, с. 152—177.
13. Полкунов В. Ф., Костровская А. И., Бурляева З. А. и др. Рудные поля и месторождения платформенных окраин.— В кн.: Строение и закономерности размещения серных месторождений СССР. Киев: Наук. думка, 1979, с. 59—125.
 16. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
 17. Саксеев Г. Т. История формирования Предкарпатского сероносного бассейна.— Сов. геология, 1977, № 9, с. 118—124.
 18. Соколов А. С. Геолого-генетические проблемы серы.— В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М.: Наука, 1974, с. 10—30.
 19. Сорокин Ю. И. К вопросу о способности сульфатредуцирующих бактерий использовать метан для восстановления сульфатов до сероводорода.— Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 4, с. 816—818.
 20. Сребродольский Б. И., Качковский И. В. Вертикальная миграция углеводородов и химических элементов в связи с блоковыми движениями в Предкарпатье.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 1, с. 121—125.
 21. Стацук М. В. О генезисе Прикарпатских серных месторождений.— Вopr. минералогии осадочных образований, 1970, кн. 8. Изд-во Львовск. гос. ун-та, с. 12—26.
 22. Суль М. Ф., Колодий С. В., Шеденко С. Н., Резниченко Л. Б. Гидрогеологические особенности месторождений серы Предкарпатья и методика их изучения в связи с подземной выплавкой серы.— В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков. Киев: Наук. думка, 1980, с. 115—200.
 23. Хорн Р. А. Морская химия. М.: Мир, 1972. 398 с.
 24. Чеботарев Е. К. Геохимическая деятельность сульфатвосстанавливающих бактерий: Автореф. канд. дис., МГУ, 1965. 25 с.
 25. Шеденко С. М. Поисковые критерии и методика поисков месторождений самородной серы в юго-восточной части Предкарпатского сероносного бассейна.— В кн.: Закономерности образования и размещения месторождений серы как теоретическая основа их прогноза и поисков. Киев: Наук. думка, 1980, с. 73—76.
 26. Юшкин Н. П. Возраст экзогенных месторождений самородной серы.— Литология и полез. ископаемые, 1966, № 1, с. 78—87.
 27. Clayton R. N., Degens E. T. The use of carbon and oxygen isotope analyses of carbonates for the differentiation of fresh-water and marine sediments.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, v. 43, p. 890—898.
 28. Davis J. B., Kirkland D. W. Native sulfur deposition in the Castile formation, Culberson Country, Texas.— Econ. Geol., 1970, v. 65, № 2, p. 107—121.
 29. Feely H. W., Kulp J. L. Origin of gulf-coast salt — dome sulfur deposits.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1957, v. 41, № 8, p. 1802—1853.
 30. Jorgensen B. B. The sulfur cycle of a coastal marine sediments (Limfjorden, Denmark) — Limnol. and Oceanogr., 1977, v. 22, № 5, p. 814—832.
 31. Jorgensen B. B. Processes at the sediment-water interface.— In: The interection of biogeochemical cycles, SCOPE 20. G. Wiley an sone, 1982.
 32. Keith N. L., Anderson G. M., Elchler R. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk, shelle from marine and fresh water environments.— Geochim. et cosmochim. acta, 1964, v. 28, № 11, p. 1755—1797.
 33. Kirkland D. W., Evans R. Origin of Limestone Buttes, Gypsum Plain, Culberson Country, Texas — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, v. 60, p. 2005—2018.
 34. Krumbein W. E., Cohen J., Shilo M. Solar Lake (sinai). 4. Stromatolitie cyanobacterial mats.— Limnol. and Oceanogr., 1977, v. 22, № 4, p. 635—656.

Институт биохимии и физиологии
микроорганизмов АН СССР,
Пуцчно

Поступила в редакцию
24.IX.1982

УДК 551.8 : 551.43

ОПЫТ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ РАЗОБЩЕННЫХ СКВАЖИН

(на примере терригенных отложений Колвинского перикратона)

ПЕТРОВСКИЙ А. Д.

На основе применения комплекса методов для изучения нескольких разрезов разобщенных на площади Колвинского перикратона скважин (северо-восток Русской платформы) проводится их детальное расчленение (до ранга пакетов и подпакетов) и корреляция между собой, а также посвитное сопоставление с опорными разрезами смежных территорий. Дается оценка возможностей для расчленения и корреляции всех использованных методов.

Колвинский перикратон расположен на северо-востоке Русской платформы и ограничен с востока Предуральским краевым прогибом. Эта большая территория между грядой Чернышева и Печорской грядой лишена естественных выходов палеозойских отложений, которые в этом районе считаются весьма перспективными на нефть и газ, в связи с чем интенсивно опойсковываются многочисленными скважинами. В то же время многие стратиграфические вопросы, в частности расчленение и корреляция пермских терригенных отложений, изучены для названного региона еще недостаточно. Это и определило выбор тематики проведенных исследований, которые предусматривали следующие цели: 1) применить большинство известных в настоящее время методов расчленения и корреляции терригенных отложений для изучения пермских отложений Колвинского перикратона; 2) на конкретном региональном материале оценить возможности каждого метода и выработать оптимальную методику расчленения и корреляции терригенных разрезов перми; 3) предложить более детальное, чем существует сейчас, расчленение некоторых пермских терригенных разрезов и провести их корреляцию в важном горно-промышленном районе.

Решение второй и третьей задач имело целью также обеспечить геологосъемочные и поисковые работы в разном масштабе, вплоть до 1 : 50000, надежной стратиграфической базой и оптимальной методикой расчленения и корреляции терригенных отложений.

Обеспечение стратиграфической базы в выбранном регионе осложнялось тем, что он расположен на площади, промежуточной между опорными и детально изученными разрезами скв. 1 (Нарьян-Мар) и Печорского угленосного бассейна, для которых уже разработаны стратиграфические схемы, не вполне увязанные между собой.

Трудности расчленения и корреляции именно терригенных отложений связаны с их относительной бедностью (по сравнению с карбонатными осадками) органическими остатками и их худшей сохранностью. Поэтому при изучении этих отложений биостратиграфический метод корреляции не является основным. К тому же в описываемом районе заключения специалистов по различным группам органических остатков, собранных из одних интервалов разреза, часто не совпадают и даже различаются вплоть до яруса.

Дополнительные сложности при проведении границ стратиграфических подразделений и получении полных литологических и биофацальных характеристик разных фрагментов разреза возникали из-за неполного отбора керна в интервалах от нескольких метров до нескольких десятков метров. В этом случае характеристики частей разреза, не пред-

ставленных керном, выявлялись при расшифровке каротажных диаграмм.

Для проведения намеченных исследований были выбраны пять скважин, последовательно расположенных от границы с передовым прогибом на запад и северо-запад до скв. 1 (Нарьян-Мар), охватывая расстояние более 300 км.

В основу расчленения и корреляции разрезов выбранных скважин положены схема расчленения и стратиграфическая номенклатура, предложенная Ф. И. Енцовой [3—5] и разработанная ею для скв. 261 (Подверью) на востоке (гряда Сорокина) и скв. 1 (Нарьян-Мар) на западе.

Выбранные нами скважины расположены между названными выше разрезами и отстоят друг от друга на десятки километров. Они вскрывают пермские терригенные осадки разной мощности, отлагавшиеся в морских, лагунно-морских и континентальных обстановках в условиях гумидного и переходного к аридному климата. Различная мощность синхронных отложений объясняется широким развитием в районе конседиментационных структур.

Расчленение пермских осадков в скв. 1 (Нарьян-Мар) показано на фиг. 1. Стратиграфия Печорского бассейна изложена в многочисленных работах [1, 2, 6 и др.] и здесь не рассматривается. Посвятная корреляция стратиграфических подразделений перикратона и Печорского бассейна принимается нами также по схеме Ф. И. Енцовой [5].

Методика расчленения и корреляции разрезов изученных скважин сводилась в основном к следующему.

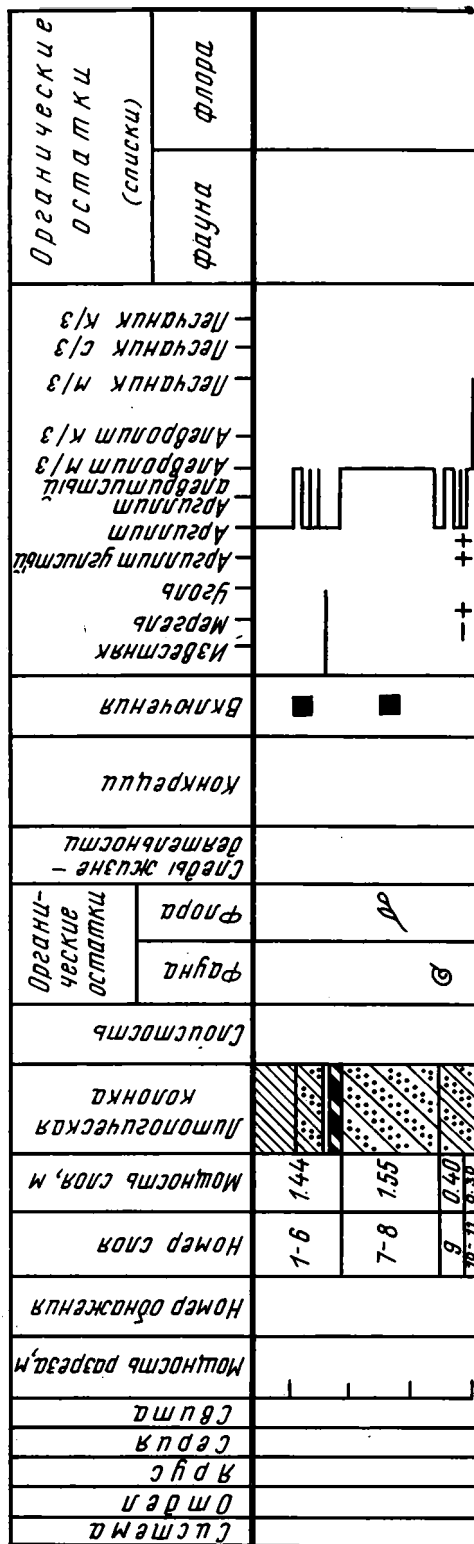
1. В полевых условиях с максимально возможной детальностью проводилось послойное описание имеющихся интервалов керна. Описывался состав (с последующей корректурой в шлифах) слоев, их текстурные и структурные особенности (в том числе гранулометрические характеристики), цвет пород, конкреционные образования и включения (обломки, окатыши, нефтепроявления и др.), тщательно отбирались все имеющиеся органические остатки, отмечалось их количество, видовое разнообразие, особенности распределения в породе, степень сохранности и т. д., т. е. выявлялись ориктоценологические характеристики. В отсутствующих интервалах керна расшифровывался только гранулометрический состав слоев. По суммарным характеристикам пород выделялись различные их литологические типы.

2. На основе проведенного описания составлялись колонки в масштабе 1:500 и 1:1000, на которых условными знаками показывались все перечисленные выше особенности каждого слоя. Пример фрагмента такой колонки показан на фиг. 2.

3. На построенных колонках всех изученных разрезов скважин намечались характерные рубежи смены породного или гранулометрического состава осадка и включений, структурно-текстурные особенности, органических сообществ и прочих характеристик. В их пределах выявлялись более мелкие интервалы, различающиеся особенностями ритмичности, т. е. мощностью и строением ритмов разного порядка, и другими параметрами.

Индекс	Свиты и подсвиты	Литоло- гическая колонка	Мощность, м
P_2	Верхне- тельвисская		98
P_2	Нижне- тельвисская		98
P_2uf_2	Екушанская		72
P_2uf_1	Верхнекачаргортская		52
P_1kg	Нижнекачаргортская		53
P_1a_2	Кармановская		91
P_1a_1	Мергелистая		142
P_{1s}	Карбонатная (верхняя)		85
P_{1as}	Карбонатная (нижняя)		73

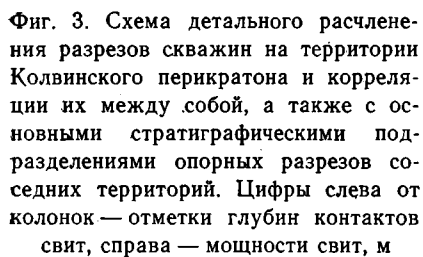
Фиг. 1. Стратиграфическая колонка опорной скв. 1 (Нарьян-Мар). По Ф. И. Енцовой

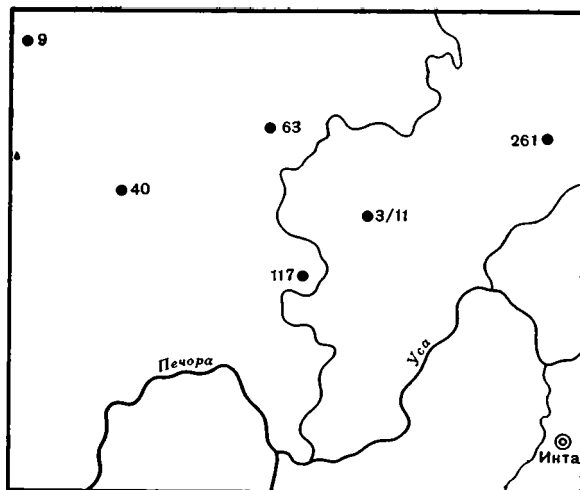


Фиг. 2. Фрагмент типовой литологической колонки с кривой породного и гранулометрического состава

4. Расчленение и корреляция изученных таким образом скважин производилась путем сравнения всех характеристик в выделенных интервалах с разрезом соседней опорной или наиболее детально изученной скважины (в нашем примере, со скв. 261 — Подверью на востоке и скв. 1 — Нарьян-Мар на западе). Аналогично последовательно сравнивались и разрезы всех новых скважин между собой. Сходные по совокупности параметров крупные интервалы разрезов (ранга свит и подсвит) с учетом их положения в опорных скважинах коррелировались между собой и в их пределах затем дифференцировались на более дробные подразделения, также имеющие близкие (но не обязательно идентичные) особенности состава и строения в сравниваемых интервалах. При этом учитывались закономерности изменения от скважины к скважине некоторых характеристик, связанных с положением скважин в разных структурах, климатических зонах и фациях. Так, например, при переходе от прибрежных участков бассейна осадконакопления в более мористые в разрезах наблюдается постепенное замещение конгломератов гравелитами, затем крупнозернистыми песчаниками и далее более мелкозернистыми их разностями, которые в свою очередь сменяются алевролитами. Углистые прослои в том же направлении замещаются углистыми аргиллитами и затем аргиллитами. Закономерно меняются также типы слоистости, состав конкреционных комплексов (уменьшается их железистость и увеличивается карбонатность), включений, а также состав и количество органических остатков, их сохранность и типы ориктоценозов. При корреляции особенно важ-

но сопоставление конфигураций гранулометрических кривых. Даже при изменении зернистости осадков по профилю бассейна в сингенетичных отложениях контуры этих кривых могут сохраняться достаточно отчетливо, особенно «пики» максимумов и минимумов зернистости, которые могут играть роль корреляционных реперов.





Фиг. 4. Местонахождение скважин и их номера

На фиг. 3 приведены результирующие данные проведенной работы по описанной методике. Здесь дана более детальная, чем прежде, корреляция изученных скважин Колвинского перикратона с опорной скв. 1 (Нарьян-Мар) на западе и с граничной частью передового прогиба — на востоке, а также расчленение скв. 261 (Подверью) и других на пакеты и подпакеты. Местонахождение скважин приведено на фиг. 4.

В таблице приведен породный и гранулометрический состав выделяемых основных стратиграфических подразделений, откуда можно выявить некоторые закономерности их вариаций на площади перикратона (см. ниже).

Объем статьи не позволяет подробно аргументировать все полученные результаты, поэтому ограничимся только их кратким изложением.

1. *Кармановская свита*, по данным Ф. И. Енцовой, сопоставляется с талатинской свитой юньягинской серии Печорского бассейна и относится к верхней половине артинского яруса. Она сложена смешанными глинисто-алеврито-песчано-карбонатными породами (карбонатными хлидолитами) с прослоями глинистых известняков, мергелей и известковистых глин. Из органических остатков характерны разнообразные морские брахиоподы, редкие пелециподы, ветвистые и сетчатые мшанки, гастроподы и кораллы. Среди типично артинских форм здесь появляются и представители кунгурской фауны — *Jakovlevia mammatiformis* (Fred.) и *Komiella rotundatua* (Toula).

В изученных скважинах многие интервалы керна артинских отложений отсутствуют. Поэтому более дробные подразделения здесь не выделяются. С востока на запад наблюдается увеличение карбонатных фаций.

2. Воркутской серии Печорского бассейна в схеме Ф. И. Енцовой соответствуют нижне- и верхнекачгортская подсвиты, рассматриваемые теперь в ранге самостоятельных свит. Эти отложения представлены тонко переслаивающимися алевролитами и аргиллитами с подчиненным количеством песчаников. В верхнекачгортской свите встречаются прослой (до 0,5 м) углей и углистых глин (до 0,3 м). Характерен свальбардский комплекс брахиопод (кунгурский ярус и нижняя часть уфимского яруса). Встречаются также пелециподы, остракоды, мшанки, криноидеи, а также растительный детрит (р. д.), растительный шлам (р. ш.) и более крупные обломки флоры. Для разреза серии характерна ритмичность, заметно различная в разных ее частях.

Нижнекачгортская свита — аналог аячъягинской и рудницкой свит Печорского бассейна, прежде объединяемых в единую левворкутскую свиту. По характеру гранулометрической кривой и ритмичности в скв. 261 намечается разделение свиты на два пакета — А и Б с подразделением последнего на три подпакета Б₁, Б₂ и Б₃. Пакет А (87 м) характеризуется

**Содержание основных типов пород в стратиграфических подразделениях
Колвинского перикратона, %**

№ сква- жины	Порода	Свита				
		Нижнекач- гортская	Верхнекач- гортская	Екушанская	Нижнетельвис- ская	Верхнетельвис- ская
261	Известняк	—	—	—	—	—
	Мергель	—	—	—	—	—
	Уголь	—	—	—	—	2,8
	Углистый аргиллит	—	0,7	1,2	0,4	1,6
	Аргиллит	34,7	47,1	28	41,1	39,2
	Алевролит	41,1	35,7	23	28,3	32,7
	Песчаник	27,4	16,5	48	29,8	23,7
	Гравелит	—	—	—	0,4	—
11	Известняк	—	—	—	—	—
	Мергель	—	—	—	—	—
	Уголь	—	—	0,1	—	0,6
	Углистый аргиллит	—	—	0,1	—	0,6
	Аргиллит	72,7	25,8	25,1	37,3	31,0
	Алевролит	27,3	36,5	36,5	36,5	46,8
	Песчаник	0,5	37,7	36,4	26,2	21,0
	Гравелит	—	—	1,2	—	—
63	Известняк	3,1	—	4,0	2,6	—
	Мергель	—	—	2,0	—	—
	Уголь	—	—	—	—	—
	Углистый аргиллит	—	—	6,0	—	2,0
	Аргиллит	9,4	23,3	42,0	39,0	34,0
	Алевролит	84,4	63,4	30,0	32,7	42,0
	Песчаник	3,1	13,3	16,0	25,7	22,0
	Гравелит	—	—	—	—	—
69	Известняк	—	—	—	0,8	—
	Мергель	—	—	—	—	—
	Уголь	—	—	—	1,0	0,8
	Углистый аргиллит	—	—	—	1,6	0,8
	Аргиллит	60,4	51,7	37,0	31,1	39,2
	Алевролит	39,6	31,0	16,0	26,2	11,2
	Песчаник	—	17,3	44,0	39,3	43,2
	Гравелит	—	—	—	—	0,8
	Конгломерат	—	—	—	—	0,4
117	Известняк	—	2,2	0,4	1,5	—
	Мергель	—	—	0,4	1,0	0,8
	Уголь	—	—	—	—	—
	Углистый аргиллит	—	—	3,7	—	—
	Аргиллит	—	4,5	3,0	39,3	43,9
	Алевролит	—	93,3	17,2	41,5	17,6
	Песчаник	—	—	75,3	17,0	36,3
	Гравелит	—	—	—	—	—
	Конгломерат	—	—	—	—	1,4
40	Известняк	1,6	—	—	—	—
	Мергель	—	—	—	—	—
	Углистый аргиллит	—	—	0,8	—	—
	Аргиллит	10,0	34,0	9,4	7,5	9,4
	Алевролит	71,7	29,9	28,9	52,5	58,3
	Песчаник	16,7	36,2	60,9	39,0	32,3
	Гравелит	—	—	—	1,0	—

крупной ритмичностью, мощностью отдельных элементарных ритмов в 5—10 м. Всего их насчитывается восемь, в основном двучленного строения: крупнозернистый алевролит — алевролитистый аргиллит или среднезернистый песчаник — алевролитистый аргиллит. Для пакета Б (103 м) характерна более мелкая (2—4 м) ритмичность, где чередуются алевролитистые аргиллиты, алевролиты и песчаники. Подпакеты Б₁ и Б₂ отлича-

ются тонким переслаиванием аргиллито-алевролитовых пачек с прослоями мелкозернистых песчаников, а B_2 — более крупной трехчленной ритмичностью: аргиллит — алевролит — мелкозернистый песчаник.

Нижняя граница свиты уверенно проводится по смене известково-мергелистого комплекса кармановской свиты терригенными отложениями, а верхняя (менее четкая) — в кровле пачки крупнозернистых песчаников с мелкогравийным материалом. Те же подразделения, что выделены в скв. 261, отчетливо прослеживаются и в скв. 63 (Харьяга). Скв. 3/11 (Сандивей) вскрывает только два верхних подпакета — B_2 и B_3 ; в скв. 177 (Возей) мощность подсвиты составляет всего 5 м (она залегает и перекрывается с размывом), поэтому ее подразделения здесь не прослеживаются; в скв. 40 (Южное Шапкино) из-за значительной конденсации разреза и отсутствия многих интервалов керна также не произведено более дробных подразделений, а в скв. 9 (Василково) выделяется только пакет Б, залегающий с размывом на артинских отложениях.

Верхнекачгортская свита (аналог интинской свиты Печорского бассейна) раннеуфимского возраста отличается от нижней только количественными соотношениями тех же пород (см. таблицу), а также обилием текстур взмучивания и оползания осадков с многочисленными ходами илоедных животных.

Органические остатки в свите представлены обильными морскими брахиоподами, неморскими пелециподами, неопределимыми обломками гастропод и растительности, т. е. здесь наблюдается переход от типично морских органических сообществ нижнекачгортской свиты к солоноватоводным, а в верхах верхнекачгортской — и к пресноводным формам.

По характеру гранулометрической ритмичности в скв. 261 свита разделяется на три пакета: В, Г и Д. Пакет В (44 м) характеризуется аргиллит-алевролитовым составом с ритмически повторяющимися прослоями (до 0,5 м) мелкозернистых песчаников. Мощность ритмов обычно 3—5, реже до 7—8 м. Пакет Г (62 м) отличается более мощными (до 5 м) прослоями мелкозернистых песчаников в аргиллито-алевролитовых пачках, где имеются также редкие тонкие прослои углистых аргиллитов. Мощность ритмов достигает здесь 11—16 м. В пакете Д (29 м) отмечается переслаивание аргиллитов и мелкозернистых алевролитов с единичными прослоями крупнозернистых алевролитов с мощностью ритмов 1—3 м.

В скв. 3/11, несмотря на более конденсированный разрез, также выдерживается трехчленное деление свиты с мощностями пакетов соответственно 25, 42 и 18 м. Характер ритмичности также выдерживается. В более западных разрезах из-за резкого сокращения мощности и отсутствия значительных интервалов с кернам подразделений свиты не выявлено.

Верхняя граница свиты в восточных разрезах проводится в подошве углистого аргиллита, а в западных — соответствующего ему слоя аргиллита, являющегося основанием нового ритма.

3. Аналоги печорской серии в рассматриваемом районе разделены Ф. И. Енцовой на три стратиграфические единицы — екушанскую свиту (считающуюся аналогом нижней части сейдинской свиты Печорского бассейна — P_2 и f_2) и двух подсвит тельвисской свиты, рассматриваемых здесь в ранге самостоятельных свит. Нижнетельвисская свита соответствует средней и верхней частям сейдинской свиты (казанский возраст), а верхнетельвисская — тальбейской свите (татарский возраст).

Как и в Печорском бассейне, на территории перикратона отложения печорской серии представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями углистых аргиллитов и углей. В низах разреза серии еще встречаются прослои с морскими формами пелеципод, но при явном преобладании солоноватоводной фауны. Выше по разрезу они сменяются пресноводными организмами. По всему разрезу встречается растительный шлам и детрит, а также более крупные обломки растительности. В верхах серии отмечается размыв ее верхних горизонтов на различную глубину.

Екушанская свита (P_2 и f_2) в скв. 261 представлена преимущественно полимиктовыми неравномерно-известковистыми неясно горизонтально-слоистыми прослоями — косослоистыми песчаниками с характерными точечными выделениями сидерита. В средней части разреза свиты имеется пачка серых алевролитов и аргиллитов с прослоями углей и углистых аргиллитов. Из органических остатков характерны пресноводные пелециподы и остракоды, но имеются прослои с солоноватоводной и морской фауной. Во всей свите встречаются остатки флоры «печорского» комплекса.

Ритмичность екушанских отложений неравномерная и позволяет разделить свиту на три пакета — Е, Ж и З. В пакете Е (52 м) мелкие ритмы (1—3 м): мелкозернистые алевролиты — мелкозернистые песчаники чередуются с более крупными (4—8 м): аргиллиты (или углистые аргиллиты) — мелкозернистые песчаники. В пакете Ж (21 м) в скв. 261 насчитывается всего три ритма: аргиллит — мелкозернистый алевролит, с мощностью по 7—8 м. Пакет З (30 м) внизу представлен мелкими ритмами: аргиллит — песчаник и алевролит — песчаник. Завершает разрез мощная пачка мелкозернистых песчаников (22 м), по кровле которой и проводится верхняя граница свиты.

В более западных разрезах свиты заметно уменьшается зернистость отложений (см. таблицу). Почти во всех изученных скважинах прослеживается трехчленное деление свиты. Исключение составляет скв. 63 (Харьяга), где характер ритмичности всего разреза примерно одинаков и соответствует тому, что наблюдается в пакете Е в скв. 261 и З/11. Верхняя граница свиты проводится в подошве углистого прослоя.

Как и в ряде других случаев, возрастные определения по разным группам окаменелостей, собранных в екушанских отложениях, не совпадают. Так, брахиоподы соответствуют кунгурскому и нижеказанскому возрасту (заключение Л. В. Волласович, здесь и далее сборы Г. В. Вазенина); флористические остатки близки тем, что встречаются в интинской свите (аналога верхнекачгорьской), а спорово-пыльцевые комплексы (по данным В. Д. Тельновой) сопоставляются с екушанскими (уфимскими) комплексами опорной скв. 1 (Нарьян-Мар).

Нижнетельвисская свита (P_2kz) представляет собой переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов, отлагавшихся преимущественно в пресноводных условиях. Флористические остатки представлены только фрагментами «печорского» комплекса. Спорово-пыльцевые сообщества (по В. Д. Тельновой) соответствуют казанско-татарскому (?) возрасту.

По типам ритмичности свита в скв. 261 разделена на четыре пакета — И, К, Л и М. Нижний пакет И (22 м) — существенно аргиллитовый с прослоями алевролитов разной зернистости и мелкозернистых песчаников. Мощность алевроито-аргиллитовых ритмов от десятков сантиметров до 2 м.

Пакет К (118 м) представлен ритмичным чередованием мелкозернистых песчаников и аргиллитов, среди которых встречаются прослои мелкозернистых (реже крупнозернистых) алевролитов. Мощность ритмов в этой части разреза составляет 7—15 м. Пакет Л (20 м) существенно аргиллитовый с прослоями мелкозернистых алевролитов, углистых аргиллитов и единичными — мелкозернистых песчаников. Верхний пакет М (100 м) представлен чередованием песчаников разной зернистости с аргиллит-алевролитовыми прослоями. Мощность ритмов здесь достигает 8—12 м. В этой части разреза наблюдается характерный «гранулометрический максимум», обусловленный присутствием крупнозернистых песчаников с гравием (глубина 1180—1185 м).

Четырехчленное деление нижнетельвисской свиты выдерживается во всех без исключения изученных скважинах. Всюду отчетливо выделяется и «гранулометрический пик» пакета М. Из всех этих скважин отчетливо обособляется скв. 117, где разрез нижнетельвисской свиты формировался в условиях семиаридного климата. Отложения свиты отличаются здесь пестротцетностью, худшей сортировкой обломочного материала, присут-

ствием прослоев известняков и мергелей. Много кальцитовых и редких пиритовых конкреций.

Верхнетельвисская свита (P_{2tat}) характеризуется в разной степени сокращенным разрезом во всех скважинах из-за предтриасового размыва. В скв. 261 в разрезе свиты преобладают полимиктовые неравномерно-зернистые песчаники, аргиллиты с включениями гнезд угля, а также мелко- и крупнозернистые алевролиты.

Органические остатки немногочисленны и представлены пресноводными остракодами, брахиоподами казанского возраста в нижней части свиты (по Л. В. Волласович) и остатками флоры казанского — татарского яруса (по Х. Р. Домбровской), а также спорово-пыльцевыми комплексами татарского возраста (В. Д. Тельнова). В аргиллитах и алевролитах много р. ш. и р. д.

По гранулометрическому составу и характеру ритмичности намечается трехчленное деление свиты на пакеты Н, О и П с дополнительным подразделением нижнего и верхнего пакетов на четыре подпакета (каждый).

Пакет Н (78 м) в нижней части (H_1), мощностью 21 м характеризуется переслаиванием мелкозернистых алевролитов с аргиллитами и единственным углистым прослоем (0,2 м). Эта часть разреза отличается мелкой цикличностью. Подпакет H_2 (23 м) — переслаивание мелкосреднезернистых песчаников с менее мощными аргиллитами и редкими прослойками мелкозернистых алевролитов. Мощность элементарных ритмов здесь достигает 9 м. Третий подпакет (H_3) мощностью 18 м — преимущественно аргиллитовый с подчиненными прослоями мелкозернистых алевролитов, а четвертый H_4 (16 м) — отличается песчаным (мелкозернистым) составом с подчиненным количеством аргиллитов.

Пакет О (82 м) более однороден и представляет собой чередование аргиллито-алевритовых пачек с ритмично повторяющимися прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность таких ритмов достигает 15 м.

Верхний пакет П (86 м) неоднородный. В нижней части — P_1 (23 м) наблюдается направленное изменение вверх по разрезу состава отложений от аргиллито-углистой пачки через аргиллито-алевритовую к мелкозернистым песчаникам. В подпакете P_2 (14 м) — такое же направленное изменение осадков — от аргиллито-алевритовых к среднезернистым песчаникам («гранулометрический максимум» разреза свиты на глубине 904 м). Подпакет P_3 (25 м) пестрого гранулометрического состава с преобладанием алевролитистых аргиллитов с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников (внизу) и чистых аргиллитов (вверху). Верхняя граница подпакета проводится в подошве крупного угольного прослоя. Подпакет P_4 (24 м) — углисто-аргиллитовый с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Верхняя граница свиты проводится по базальному слою раннетриасовых конгломератов.

Во всех других изученных скважинах также прослеживается трехчленное деление свиты. Подразделение пакета Н выдерживается только в соседней — скв. 3/11 (Сандивей), а пакета П — в скв. 117 и 40. В скв. 63 и 9 отложения этого пакета размывы.

Верхняя граница свиты во всех скважинах также проводится по границе дотриасового размыва, отмеченной грубозернистыми породами — крупнозернистыми песчаниками, гравелитами или конгломератами.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И ОЦЕНКА МЕТОДОВ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ РАЗОБЩЕННЫХ СКВАЖИН В КОЛВИНСКОМ ПЕРИКРАТОНЕ

1. Все выделяемые в зоне перикратона и рассмотренные здесь стратиграфические подразделения весьма сходны по литологическому составу, но различаются количественными соотношениями пород, степенью угленосности, иногда составом включений и конкреций, а также некото-

рыми структурно-текстурными признаками и органическими сообщениями.

2. В каждом из выделяемых стратиграфических подразделений наблюдается значительная пестрота слагающих его пород — насчитывается от 7 до 11 литологических типов пород (см. таблицу). Максимальной пестротой отличается нижнекачгортская свита, отложения которой формировались в переходных обстановках от морских фаций (с существенной долей карбонатных осадков, особенно в западных разрезах) к лагунно-морским терригенным образованиям. Значительная пестрота состава других свит также объясняется переходными фаціальными обстановками их формирования — лагунно-морскими, лагунными и лагунно-континентальными.

Исключая карбонатные, мергелистые и угленосные прослои, прочие литологические типы играют роль определяющих характеристик свит в качестве доминирующих представителей разреза. Так, для кармановской свиты характерны карбонатные хлидолиты, для нижнекачгортской — известковистые хлидолиты и мелкосреднезернистые песчаники с р. д., для верхнекачгортской — мелкозернистые глинистые неравномерно-известковистые алевролиты и мелкосреднезернистые песчаники, также в различной степени известковистые; в екушанской свите преобладают мелко- и среднезернистые песчаники и крупнозернистые алевролиты; в нижнетельвисской доминируют алевролиты и мелкозернистые песчаники, а в верхнетельвисской — встречаются почти в равной степени все терригенные литологические типы.

Из прочих закономерностей распределения вещественного состава можно отметить уменьшение вверх по разрезу (с некоторыми вариациями) известковистости разреза и увеличение его углистости.

3. Из данных таблицы можно сделать следующие выводы. Восточные разрезы (скв. 261 и 3/11) не содержат карбонатных и мергелистых прослоев во всех подразделениях от нижнекачгортской свиты и выше, а в более западных (скв. 63 и 117) они появляются в количестве первых процентов и затем, западнее (скв. 40 и 9), опять сокращаются. В нижнекачгортской свите в пределах гумидной зоны последовательно сокращается зернистость отложений с востока на запад, в верхнекачгортской свите в этом же направлении уменьшается роль аргиллитов (за исключением скв. 9) при одновременном увеличении алевролитового материала; изменение количества песчаников носит скачкообразный характер. В екушанской свите также наблюдается закономерное уменьшение зернистости отложений в западном направлении (опять же исключая скв. 9), в меньшей степени это отмечается для нижнетельвисской свиты. В семиаридной зоне по двум разрезам (скв. 117 и 40) трудно выявить определенные закономерности изменения породного и гранулометрического состава. В зоне семиаридного климата (скв. 117) по сравнению с разрезами гумидных обстановок резко увеличивается количество алевролитов в верхнекачгортской и, в меньшей степени, в нижнетельвисской свитах, а также песчаников в екушанской свите. Угленосность, имеющая место только в отложениях печорской серии, в западном направлении сокращается, вновь появляясь на самом северо-западе; в зоне семиаридного климата она отмечается только в екушанской свите (углистые аргиллиты).

Перечисленные закономерности свидетельствуют о возрастании мористости с востока на запад при постоянном источнике сноса (палео-Урал). На северо-западе территории также, возможно, были дополнительные местные источники сноса, оказавшие влияние только на близлежащие территории морского бассейна.

4. По минералого-петрографическим ассоциациям и геохимическим особенностям не удалось обнаружить сколько-нибудь устойчивых отличий в выделяемых стратиграфических подразделениях, поэтому для расчленения и картирования (тем более для крупномасштабных работ в районе) они малоэффективны.

5. По текстурным особенностям обособляются только низы терриген-

ного разреза пермских отложений. Здесь, в ниже- и верхнекачгортской свитах часто встречаются текстуры взмучивания и оползания осадков в сочетании с косой и линзовидной слоистостью.

Чередование линзовидной, косой и волнистой слоистости с подчиненным числом слоев с неясной горизонтально-слоистой текстурой характерно для екушанской свиты.

В ниже- и верхнетельвисских отложениях преобладают горизонтально- и волнисто-слоистые текстуры.

В западных, более мористых разрезах различие в текстурных особенностях пород в разных свитах в значительной степени нивелируется. Здесь преобладают неясно горизонтально-, реже — волнисто-слоистые текстуры. Однако для екушанской свиты и в этих разрезах сохраняются прослой с косой слоистостью.

6. По составу конкреций и включений также намечаются определенные характеристики стратиграфических подразделений. Для нижекачгортской свиты характерны включения окатышей аргиллитов, для верхнекачгортской — обилие пирита в виде мелких конкреций и псевдоморфоз по органическим остаткам, для екушанской — смешанный пиритовый и карбонатный состав конкреций, а также редкие включения аргиллитов, известняков и нефтепроявления. В нижнетельвисской свите обычны конкреции и точечные включения сидерита, реже пирита, отмечаются нефтепроявления и углистые включения, в верхнетельвисской — частые точечные включения сидерита, редкие пиритовые конкреции, а также мергелистые аргиллитовые и углистые включения.

7. По ихнологическим признакам отчетливо выделяется нижекачгортская свита, в слоях которой постоянно встречаются разнообразной формы ходы илоедов. В остальных свитах они развиты спорадически, на разных стратиграфических уровнях.

8. Разрез пермских отложений снизу до верхнекачгортской свиты включительно отличается присутствием исключительно морских эвригалинных ориктоценозов. В екушанской свите, особенно в средней части разреза, нередко наблюдается ассоциация морских и лагунных организмов, а вверх также прослой с пресноводными формами (преимущественно в виде обломков). В нижнетельвисской свите встречаются также в редких прослоях остатки морской фауны, свидетельствуя о коротких трансгрессиях (особенно на западе) в казанское время. В верхнетельвисской свите присутствуют только солоноватоводные и, чаще пресноводные, ориктоценозы.

9. В отложениях нижних подразделений терригенной перми почти повсеместно встречаются р.ш. и р.д. и плохо сохранившиеся обломки растений. Начиная с верхних слоев екушанской свиты, остатки растительности становятся крупнее и поддаются по крайней мере родовому определению.

10. Характер ритмичности не только в разных свитах, но и внутри них значительно варьирует. Это позволило по типам и мощности ритмов подразделить свиты на пакеты и подпакеты. В то же время из-за неустойчивого характера ритмичности невозможно определить положение в разрезе случайно выбранного интервала. Для этого нужны данные и других методов. И все же сравнительно мощные элементарные ритмы (с участием крупных песчаных пачек) отмечаются только в екушанской и в верхах нижнетельвисской свит. Только в верхней половине нижекачгортской, всей верхнекачгортской и низах верхнетельвисской свит обильны маломощные алевроито-аргиллитовые ритмы.

Оценивая значимость различных методов расчленения и корреляции на примере рассмотренных разрезов, следует отметить в первую очередь роль крупных гранулометрических ритмов. На значительных расстояниях (десятки и сотни километров) выдерживаются контуры гранулометрических кривых в синхронных интервалах разреза, и особенно их максимумы и минимумы, которые, таким образом, могут являться коррелятами местного и регионального значения. Хорошо выдерживается на площади и характер ритмичности в свитах, особенно на близких расстоя-

ниях (первые десятки километров и меньше), исключая значительно сконденсированные разрезы.

Органические остатки играют неодинаковую роль. Почти оптимальное совпадение возрастных границ выделяемых (по Ф. И. Енцовой) стратиграфических подразделений дают заключения по спорово-пыльцевым комплексам (заключения В. Д. Тельновой). Наибольшее расхождение (особенно для уфимских и граничащих с ними отложений) наблюдается в заключениях о возрасте брахиопод и вмещающих осадков. Временные заключения по пелециподам и остракодам также не всегда совпадают с принятым по комплексу признаков возрастном подразделении. Эти разногласия требуют дополнительных исследований.

Растительные фрагменты в изученных разрезах имеют плохую сохранность, что не позволяет использовать их для возрастных заключений. Однако сам характер распределения остатков растительности в разрезе, ее общее количество и родовое соотношение, как и смена экосистем и типов ориктоценозов играют определенную роль при корреляции фрагментов разреза ранга свит или подсвит.

Минералого-петрографические и геохимические признаки в данном конкретном примере не являются сколько-нибудь значимыми для решения поставленных задач. То же самое можно сказать и о типах слоистости, хотя в некоторых случаях их ассоциации с другими текстурными признаками могут служить дополнительными критериями расчленения и корреляции.

Конкреционные комплексы в разрезах скважин, к тому же с неполным отбором керна, играют меньшую роль при корреляции, чем при изучении естественных обнажений. В скважинах надежно выделяется только состав конкреций, но и он существенно помогает при расчленении и сопоставлении разрезов, особенно в пределах единых структурно-фациальных зон.

В основном же, как показал проведенный опыт, следует опираться на биостратиграфический и биофациальный методы, а также на закономерности распределения и количественного соотношения литотипов, гранулометрических вариаций по разрезу и состав конкреционных комплексов.

Литература

1. Геологическая карта СССР. М-б 1:1 000 000, лист 0-40-41. М.: Недра, 1977.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3. М.: Недра, 491 с.
3. Енцова Ф. И., Коновалова М. В., Сливкова Р. П., Шельнова В. Д. Пермские отложения севера Тимано-Печорской провинции и их нефтегазоносность.— В сб.: Нефтегазовая геология и геофизика, 1969, № 6, с. 32—37.
4. Енцова Ф. И., Коновалова М. В., Сливкова Р. П., Шельнова В. Д. Новые данные по стратиграфии и нефтегазоносности северных районов Тимано-Печорской провинции.— В кн.: Геология и нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР. Вып. II. Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1972, с. 145—173.
5. Енцова Ф. И., Тельнова В. Д., Домбровская Х. Р. и др. Пермские отложения вала Сорокина (восток Печорской синеклизы).— Тр. ИГ Коми фил. АН СССР, 1981, вып. 37, с. 68—80.
6. Македонов А. В., Енцова Ф. И., Сарбеева Л. И. и др. История угленакопления в Печорском бассейне. Л.: Наука, 1965. 247 с.

ВСЕГЕИ,
Ленинград

Поступила в редакцию
1.11.1984

УДК 551.8 : 551.43

ОПЫТ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА РАННЕАЛЬПИЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БОЛЬШОГО КAVKAZA

БЕРИДЗЕ М. А.

На Большом Кавказе раннеальпийские (нижне- и среднеюрские) осадочные и вулканогенные формации и связанные с ними вулканогенно-осадочные образования группируются в разобщенные во времени и пространстве комплексы, маркирующие крупные палеотектонические структуры геосинклинального бассейна. Установленные на основе регионально-генетического формационного анализа закономерности подтверждаются при рассмотрении пространственно-временных соотношений аналогичных образований ряда других геосинклинальных областей.

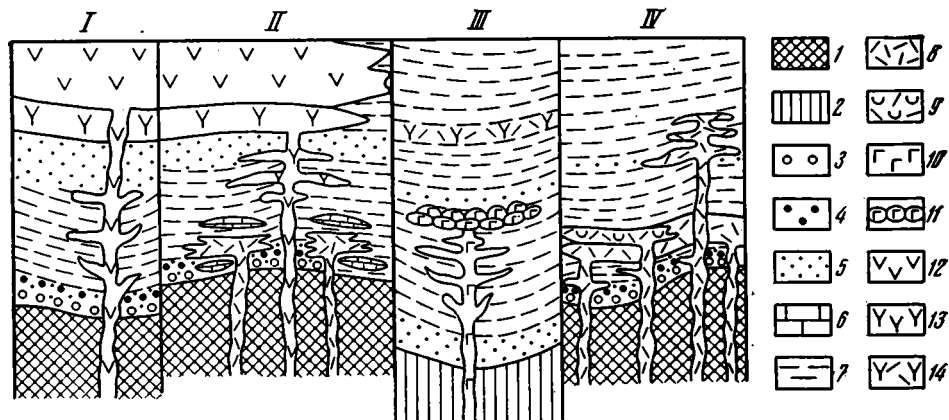
Учение о геологических формациях в последнее время стало усиленно развиваться в генетическом направлении, чему во многом способствовали литолого-палеогеографические и фациально-петрогенетические исследования осадочных и магматических образований ряда конкретных регионов. Опыт такого рода регионально-генетических исследований показал, что формационному анализу следует подвергнуть весь комплекс образований, отвечающий определенной стадии геотектонического развития региона [7, 10, 23, 30, 43]. Это дает возможность раскрыть закономерности связи между явлениями, обуславливающими пространственно-временные ассоциации генетически различных комплексов, формировавшихся в пределах осадочно-порodного бассейна.

Рассмотрение поставленной проблемы в статье проведено на примере раннеальпийской (ранне- и среднеюрской) истории Большого Кавказа, осадочные и вулканогенные образования которого составляют крупную, сложносочетающуюся ассоциацию начальной и зрелой стадий развития геосинклиналей. Опираясь на главные положения генетического направления, выдвинутые в трудах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, Д. В. Наливкина, Н. М. Страхова, В. П. Попова, Ю. А. Жемчужникова, П. П. Тимофеева, в осадочную формацию нами объединяются комплексы фаций, образовавшиеся в специфических физико-географических условиях палеобассейна в пределах однотипной палеотектонической структуры. В состав вулканогенных формаций входят петрологически родственные фации, отвечающие определенной геодинамической обстановке региона. С вулканическими формациями тесно связаны различные типы вулканогенно-осадочных образований.

РАННЕАЛЬПИЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ БОЛЬШОГО КAVKAZA И УСЛОВИЯ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Систематическое литологическое изучение раннеальпийских осадочных толщ отдельных структурных зон Большого Кавказа [5, 11, 28, 32, 33, 35, 37, 42] послужило основой для формационного анализа этих образований, в результате чего генетически нерасчлененная региональная ассоциация пород, называемая «аспидной», «вулканогенно-аспидной» и «вулканогенно-песчаниково-сланцевой» формацией, подразделена на пять конкретных осадочных формаций. В статье для каждой формации кратко охарактеризованы геологическое положение, фациальный состав и условия их образования.

Трансгрессивная терригенная формация (фиг. 1) развита в нижней части разреза нижеальпийских образований, занимая стратиграфический интервал синемюр — карикс. Она распространена по периферии вы-



Фиг. 1. Схематический поперечный палеофациальный профиль раннеальпийских (нижне- и среднеюрских) образований абхазской части Большого Кавказа (вертикальный масштаб 1 : 500)

I — южная подзона Гагрско-Джавской зоны; II — северная подзона Гагрско-Джавской зоны (Центрально-Абхазское поднятие); III — Чалтинская подзона; IV — зона Главного хребта. 1 — континентальная кора; 2 — субконтинентальная кора; 3 — конгломераты; 4 — гравелиты; 5 — песчаники и алевролиты; 6 — известняки, 7 — глинистые сланцы и аргиллиты; 8 — кератофировые вулканиты; 9 — кератоспилиты и спилиты; 10 — толеитовые базальты субвулканические; 11 — pillow-базальты, 12 — порфировые вулканиты; 13 — спилиты порфировой формации, 14 — тейфогенные образования

ходов кристаллических и осадочно-метаморфических пород доюрского фундамента зон Главного хребта и южного склона, а также в ядрах некоторых антиклиналей, где породы фундамента не обнажены. Формация сложена шельфовыми фациями, в составе которых главную роль играют конгломераты, гравелиты, песчаники и аспидно-глинистые сланцы; в подчиненном количестве встречаются филлитовидные графитистые сланцы. С терригенными породами нередко ассоциируют кислые вулканиты и линзы известняков. Мощность формации достигает 600 м.

По слагающему ее терригенному материалу формация проявляет тесное родство с подстилающими породами фундамента. Вместе с тем для отдельных участков развития формации установлено различие составов галечного материала конгломератов. Такая автономия петрографического состава обломочного материала даже по отношению к расположенным по соседству участкам объясняется островной обстановкой, в условиях которой терригенная кластита, преимущественно абразивного происхождения, не смешивалась.

Обломочные породы формации характеризуются высоким содержанием кварца и других устойчивых компонентов, а глинистые отличаются большим количеством калия и высоким алюмокремниевым модулем. Эти особенности состава пород трансгрессивной терригенной формации аномальны по отношению к отложениям других формаций и свидетельствуют о значительной роли химического выветривания пород питающей суши. Раннеюрская трансгрессия за сравнительно короткое время удалила продукты коры выветривания, после чего в бассейн стал поступать относительно свежий обломочный материал. Такая тенденция в эволюции состава зафиксирована уже внутри формации: нижняя часть сложена переотложенным материалом коры со значительным разделением силиция и алюминия, в верхней же (псаммитовой) части тенденция разделения этих компонентов выражена меньше.

Мелководно-морская известняковая формация занимает стратиграфический интервал от синемюра до домера включительно, сложена известняками и, в меньшем количестве, мергелями и известковистыми аргиллитами; она распространена прерывисто в виде линз различной мощности, сочленяется с отложениями трансгрессивной терригенной формации и приурочена к поднятиям; для центральных прогибов геосинклинали она не характерна.

Наиболее широко известняковая формация распространена в пределах Центрально-Абхазского поднятия Гагрско-Джавской геотектонической зоны, где мощность некоторых линзовидных тел достигает 300 м. На Закавказском массиве аналогом этой формации являются красные известняки плинсбаха типа «аммонитико rosso».

Палеогеографический анализ соотношений известняковой формации со сложными формациями позволяет наметить обстановки ее образования. Внутренняя затишная зона среднего шельфа Закавказской островной гряды к северу сменялась краевой зоной шельфа (Дзирульский уступ), которая характеризовалась ограниченным осадконакоплением. Еще севернее последняя переходила в относительно глубоководную часть Гагрско-Джавского бассейна (обстановка островного склона), в пределах которой на подводных возвышенностях типа банок отлагались органогенные и органогенно-хемогенные известняки биостромовой фации. В осевых зонах геосинклинального бассейна, где имела место относительно глубоководная пелитовая седиментация, известняки не отлагались.

В северной части морского бассейна в обстановке подводных поднятий в синемюре происходило также интенсивное карбонатонакопление (лопотский тип разреза).

Относительно глубоководная глинисто-сланцевая формация развита в центральных зонах геосинклинальной области, охватывает стратиграфический интервал от верхов карикса до нижнего байоса и достигает мощности 2000 м. Важной ее особенностью является сочленение с терригенной флишовой и вулканогенной спилит-диабазовой формациями.

Главный структурный тип пород — пелитолиты (аргиллиты, глинистые и аспидные сланцы), содержащие слойки алевролита и тонкозернистого песчаника в количестве 5—10%. Оптический, рентгенографический, термический и химический анализы пелитолитов устанавливают наличие диоктаэдрической гидрослюда типа $2M_1$ и железистого и железомagneзиального триоктаэдрического хлорита, к которым примешан плагиоклаз, кварц и кальцит. На основе пересчета химических анализов определен количественно-минеральный состав пелитолитов. Обнаружены акцессорные аутигенные минералы — рутил и турмалин. Генезис новообразованных игольчатых кристаллов рутила связывается с процессом пластического течения однородных глинистых масс по плоскостям сланцеватости. Возникновение кристаллов турмалина типа дравита объясняется катагенетическими преобразованиями обогащенных бором глинисто-органических масс. Установление аутигенных кристаллов турмалина позволило по-новому трактовать аномально высокие содержания этого минерала в тяжелых фракциях ниже- и среднеюрских отложений Большого Кавказа и отказаться от предположения о наличии особых турмалиносодержащих кристаллических пород в пределах питающего их субстрата.

Палеогеографический анализ, основанный на фациальном составе и структурной позиции, а также латеральных и вертикальных соотношениях отложений со смежными формациями, указывает на относительно глубоководный характер осадков. Вместе с тем большая мощность и примесь тонкого песчано-алевритового материала свидетельствуют о явном влиянии источников сноса на формирование пелитовых осадков. Среда осадконакопления и раннего диагенеза, судя по сероцветному облику отложений и наличию конкреционных образований сидерита-пирита, определяется как восстановительная.

По перечисленным особенностям отложения формации сопоставляются с фациями сравнительно небольших центральных котловин окраинных морей современного Тихоокеанского геосинклинального пояса. Представляется, что накопление отложений монотонной глинисто-сланцевой фации данной формации происходило на подводной равнине, по периферии которой в переходной полосе к фациям подножия островного склона формировались тонкослойчатые глинистые отложения типа контуритов (верхнерачинский тип разрезов).

Терригенная флишеидная формация занимает обширные площади геосинклинальной области, охватывая стратиграфический интервал от тоара до верхнего байоса. Наблюдается резкое уменьшение мощности флишеидных отложений в направлении Закавказского срединного массива и постепенный переход по латерали в монотонные пелитовые осадки центральных зон геосинклинали. Такая однонаправленная фациальная зональность несколько нарушена только для азербайджанской и южнодагестанской частей области из-за наличия внутренних источников сноса [44].

В формации выражено три типа чередования терригенных пород (песчаников, алевролитов, аргиллитов). Выделяются многослой с массивными толсто-, средне-(плитчатыми) и тонкослоистыми песчаниками. Для большей части формации свойственна турбидная модель седиментации, однако сочетания и типы многослоев значительно изменяются как по вертикали, так и по латерали. Соотношение названных типов переслаивания определяет в основном характер выделенных свит, а следовательно, и типов разрезов данной формации.

Для нижней тоар-ааленской части формации, охарактеризованной сорским типом разреза (мощность 1000—1500 м) свойственно преобладание отложений зерновых и флюксотурбидных потоков с постепенным уменьшением их роли в северном направлении (ингурский и зесхойский типы разрезов) до полного замещения флишеидных толщ аргиллитовыми в аалене (ахейский и гульский типы разрезов, в которых мощность отложений колеблется от 60 до 300 м). К югу от зоны с сорским типом разреза в сторону Закавказского массива наблюдается резкое уменьшение мощности формации. Такая фациальная зональность позволяет допустить наличие узкой островной шельфовой площадки в пределах Закавказского срединного массива с резким перегибом на север — к флишевому трогу. Этот перегиб отмечен конседиментационным разломом, вдоль которого, как предполагает М. Г. Леонов [25], преобладали горизонтальные движения. В снабжении седиментационного бассейна терригенным материалом определенную роль играли также внутренние источники, о чем свидетельствуют местные раздувы флишеидных толщ. Верхняя байосская часть формации (бурсачирская, барисахойская и хиналугская свиты) выделяется четкими признаками турбидитов, однако латеральная зональность фаций в ней проявлена менее отчетливо.

Регрессивная терригенная формация завершает разрез раннеальпийских осадочных образований в центральной зоне геосинклинальной области. Возраст отложений условно определен как поздний байос — бат по наличию перетолженного материала вулканогенных образований байоса и постепенному переходу в верхнеюрские кластические известняково-мергельно-известняковые флишевые отложения [30].

Наблюдается резкое уменьшение грауваккового порфиритового материала в северном направлении от сакаурского к талахианскому типу разрезов и его замещение аркозово-кварцевой кластикой. Для аргиллитов формации в отличие от нижележащих глинисто-сланцевых отложений наряду с гидрослюдой и хлоритом характерно присутствие каолинита.

Палеогеографический анализ показал, что отложения формации формировались в осевой зоне геосинклинали в пределах остаточного морского трога, уцелевшего в период батской регрессии. К югу от этого трога в сторону Закавказской плиты происходила последовательная смена морских обстановок континентально-морскими и континентальными с интенсивным угленакплением. Терригенные отложения формации питались за счет размыва островных поднятий, возникших в результате позднебайос-батских орогенических движений. Эти поднятия были покрыты рыхлым материалом эксплозивной деятельности байосских вулканов. Размыв древних гранитно-метаморфических пород Закавказской плиты был почти полностью подавлен. Аркозово-кварцевая кластика в бассейне поступала с севера из консолидированных в результате батских движений участков.

Петрологическое исследование раннеальпийских вулканогенных образований Большого Кавказа, начатое Ф. Ю. Левинсон-Лессингом [24] и Д. С. Белянкиным [4], нашло дальнейшее развитие в трудах Г. С. Дзодзенидзе [13], Л. Я. Варданянца [9], А. П. Лебедева [23], Г. Д. Афанасьева [3], Ш. А. Азизбекова [2], Г. М. Заридзе [17]. Ряд важных вопросов вулканизма этой области разработали в последние годы М. Г. Ломизе [26], Л. М. Борсук [8], Т. В. Джанелидзе [12], Р. Н. Абдуллаев [1], М. А. Цветков [12], Л. А. Кондаков [20], А. К. Суханов [34], О. З. Дудаури [15]. Эти данные наряду с результатами детальных фациальных петрогенетических исследований нижне- и среднеюрских осадочных и вулканогенных образований, позволили по-новому типизировать вулканогенные формации, установить их возрастные, латеральные и объемные соотношения, восстановить палеогеографические условия вулканической деятельности в пределах геосинклинального бассейна (фиг. 2).

Следует отметить, что выделенная Ю. А. Кузнецовым [21] спилит-кератофировая группа формаций для Большого Кавказа нами несколько видоизменена: объем спилит-диабазовой формации ограничен только основными породами толент-базальтового состава, спилит-кератофировая же формация рассматривается отдельно и в нее объединяются спилиты, кератоспилиты, кератофиры и кварцевые кератофиры известково-щелочного состава. Объем собственно порфиритовой формации резко уменьшен ввиду наличия в пределах площадей ее распространения мощных толщ тефрогенных флишоидных образований. Выделяется также диабазовая субформация, которая соответствует габбро-диабазовой и габбро-диоритовой формациям, выделенным другими авторами [1, 8].

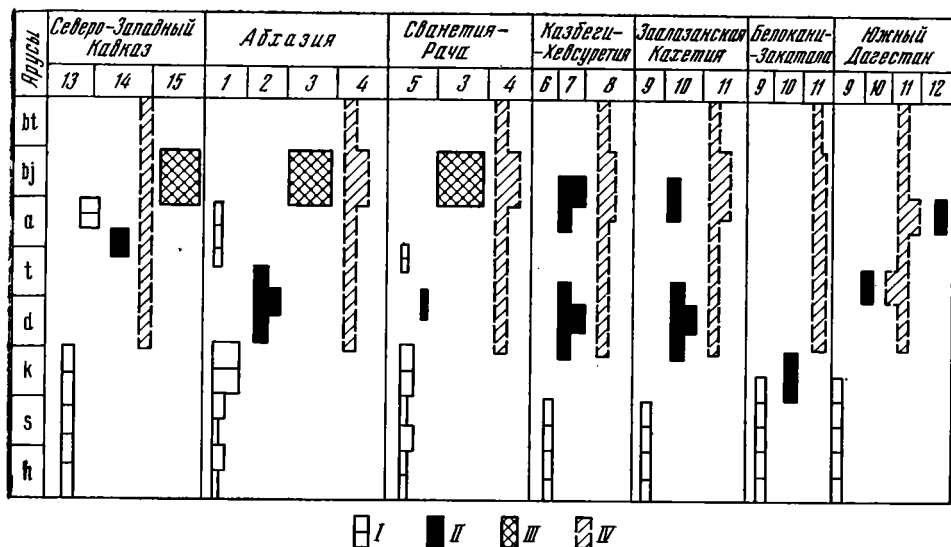
Спилит-кератофировая формация распространена в тектонических зонах поднятий южного склона и Главного хребта Большого Кавказа, встречается почти на всех стратиграфических уровнях — от синемюра до аалена включительно, с преимущественным развитием в синемюре — кариксе.

Формация в целом соответствует нормальному дифференцированному ряду пород. В Абхазии она имеет четкий контрастно-дифференцированный характер с отсутствием андезитов и с антидромной направленностью эволюции [7]. В Белокани-Закатальском районе Южного склона в формации описан антидромный последовательно дифференцированный ряд вулканитов [1, 19]. В других районах проявлены «укороченные» ряды пород. Так, в Северной Осетии формацию составляют андезиты и дациты с незначительным развитием липритов [8].

Петрохимической особенностью вулканитов формации является резкое преобладание Na над K, что связано с высокой степенью альбитизации плагиоклазов. Подобно уральским контрастным формациям [35] отмечен общий дефицит суммы щелочей по сравнению с мировыми стандартами. Характерны низкие и нормальные значения калия, низкая титанистость и полное отсутствие накопления железа и титана в процессе дифференциации. Все это, наряду с характерными индикаторными соотношениями в базальтоидных членах, сближает формацию с островодужными сериями.

Палеофациальный анализ показывает, что формирование пород формации происходило в островной обстановке и во времени совпадает с начальными стадиями прогибания геосинклинального бассейна (синемюр — ранний плинсбах), когда земная кора под ним обладала низкой проницаемостью. Различная полнота рядов вулканитов, наблюдаемая в отдельных зонах геосинклинали, объясняется степенью дифференциации магмы в коровых очагах.

Спилит-диабазовая формация подразделяется на два комплекса: домер-нижнетоарский и аален-нижнебайосский. Она распространена в осевых зонах геосинклинального бассейна и связана с монотонными глинистыми толщами. Мощность домер-нижнетоарской части формации ко-



Фиг. 2. Схема соотношений вулканических формаций Большого Кавказа (по регионам с запада на восток)

I—III — формации (I — спилит-кератофитовая, II — спилит-диабазовая, III — порфировитовая); IV — диабазовая субформация. Подзоны: 1 — Главного хребта; 2 — Чхалтинская; 3 — Гагрско-Джавская; 4, 8, 11 — центральные, с развитием субвулканических диабазов; 5 — Центрально-Абхазского поднятия; 6 — Дарьяльского и Гвелетского массивов; 7 — Цдо-Чимгисклдейская; 9 — Стори-Тфанская; 10 — Панкиси-Лагодехская; 12 — северная, приводораздельная; 13 — Чугушско-Аджарская; 14 — Гойтхекко-Ачишхинская; 15 — Чвежипсинско-Аибгинская

леблется от 250 (адангейский тип разреза) до 650 м (чимгисклдейский тип разреза).

Домер-нижнетоарский эффузивный комплекс стратиграфически хорошо выдержан от Абхазии до Горного Дагестана в виде кулисообразно расположенных линейных полос. Вулканиды характеризуются ярко выраженной натровой специализацией: калий либо полностью отсутствует, либо содержится в крайне низких количествах, не проявляя при этом зависимости от процесса альбитизации. Вулканиды комплекса обладают весьма слабой дифференцированностью, четким толеитовым трендом. Анализ диаграмм по индикаторным соотношениям малоподвижных пороодообразующих, рассеянных и редких элементов показал сходство базальтов комплекса с толеитами срединно-океанических хребтов (СОХ) и Западно-Филиппинского бассейна.

Вулканиды аален-нижнебайосского комплекса в отличие от домер-нижнетоарского развиты ограниченно и стратиграфически менее выражены. Так, в северо-западной части геосинклинали известны толеитовые пиллоу-базальты раннеааленского возраста (чаталтапинская свита); в восточной части, в пределах Горного Дагестана, аналогичные эффузивы датированы поздним ааленом; в центральной же части геосинклинали расположен крупный центр Чаухского щитового вулкана позднеаален-раннебайосского возраста. Вулканиды этого комплекса по сравнению с нижележащими базальтами характеризуются меньшим накоплением железа и титана, несколько возросшим содержанием калия, возросшей степенью дифференциации диабазов субвулканической фации. Породы комплекса в целом сохраняют характеристики толеитов СОХ, но локально проявлены и «островодужные» признаки.

Палеогеографический анализ показал, что недифференцированные толеитовые базальты спилит-диабазовой формации извергались в центральных котловинах морского бассейна после прекращения активности известково-щелочного вулканизма на соседних островных дугах. Характерно тесное сосуществование с осадочной глинисто-сланцевой формой.

Базальтоидная порфиритовая формация занимает обширные площади Гагрско-Джавской геотектонической зоны южного склона Большого Кавказа и Закавказского срединного массива. В центральных и северных зонах геосинклинальной области она замещается терригенными отложениями. Палеовулканологический анализ формации впервые был проведен Г. С. Дзоценидзе, который установил следующую закономерную последовательность в извержениях вулканического материала: спилитовые порфириты → нормальные порфириты → гиперстеновые базальты. Впоследствии эти данные были дополнены исследователем Т. В. Джанелидзе. В низах некоторых разрезов Сванетии им отмечены маломощные выходы калиевых кератофиров на юго-восточной периферии Дзирульского массива — ортофировые лавы и лавокластиты, а в Западной Абхазии в верхней части формации обнаружен горизонт биотитовых трахиандезитов.

В результате фациального анализа в пределах площади распространения порфиритовой формации установлены два типа вулканических извержений. Первый трещинный тип (пиллоу-лавы и их производные) характеризуется линейным развитием вдоль северного борта Гагрско-Джавского задугового бассейна, маркируя палеотектоническую границу с осевым прогибом окраинного моря Большого Кавказа. Южнее этой границы с порфиритовой формации реконструируются беспорядочно распределенные небольшие вулканические постройки центрального типа, отделенные друг от друга широкими площадями развития пирокластических толщ и тефрогенных флишoidных образований.

Трещинному и центральному типам извержений вулканического материала соответствуют два основных типа разрезов. В пределах рачинской части Гагрско-Джавской зоны выделены чухаро-купрский и ричеульский типы разрезов. Первому из них соответствует в Сванетии Черский, в Абхазии — Чхалтинский, в Южной Осетии — Квайсинский разрезы [6].

Петрохимически эффузивы порфиритовой формации относятся к базальтам и андезито-базальтам, характеризующимся нормальным содержанием калия, низкой титанистостью и известково-щелочным трендом дифференциации. Высококалиевые породы верхней части формации (Западная Абхазия) проявляют шошонитовую природу [27].

В диабазовой субформации объединяются дайковые базальтоидные породы, развитые по всей мощности ниже- и среднеюрских отложений, геологические и петрографические связи которых с конкретными эффузивными комплексами неотчетливо проявлены, вследствие чего их возраст разными исследователями трактуется неоднозначно.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

С раннеальпийскими вулканогенными формациями тесно связаны три типа вулканогенных обломочных отложений (вулканотерригенный, тефрогенный и гиадокластический), а также продукты поствулканической газогидротермальной деятельности — натровые метасоматиты и стратиформные серноколчеданные образования.

Вулканотерригенный тип кластических осадков связан с нижнеюрской спилит-кератофировой и байосской порфиритовой формациями. В районах с широким развитием спилит-кератофировых вулканитов, как например в Абхазии, отложения трансгрессивной терригенной и терригенной флишoidной формаций обогащены продуктами размыва кварц-кератофировых пород, образовавшихся в результате деятельности пелейского типа вулканов в наземных и мелководно-морских обстановках. На участках, куда не достигал материал, поступающий за счет размыва вулканических построек, терригенные формации сравнительно маломощны и сложены обломочными продуктами пород древнего гранитно-метаморфического комплекса. С целью выяснения количественной роли вулканотерригенного материала в составе кластолитов нижнеюрских толщ было проведено сопоставление геохимических особенностей песчаников

разных районов геосинклинальной области с составом пород их предполагаемого питающего субстрата. Полученные результаты, в частности, показали, что в районах с широким развитием в области сноса спилит-кератофировых вулканитов среднее содержание SiO_2 в песчаниках на 8—9% выше, чем в районах, где они отсутствуют. Состав же глинистых сланцев всех изученных районов идентичный [7].

Установлено, что источником материала байос-батских регрессивных вулканогенно-терригенных отложений, формировавшихся в остаточном морском трого геосинклинального бассейна, служили вулканические острова Гагрско-Джавской зоны, сложенные рыхлой пирокластикой андезито-базальтового состава.

Тефрогенный тип кластических осадков наиболее широко развит в вулканогенной свите байоса. Палеофациальный анализ выявил на площади ее распространения стратифицированные вулканокластические отложения и прижерловые эффузивные образования. Состав отложений в общем однообразен (андезито-базальтовый порфириновый материал), хотя в разрезах запечатлены все петрографические особенности, установленные в эволюции байосского вулканизма. Пакеты стратифицированных толщ характеризуются вертикальной гранулометрической отсортированностью вулканокластики, свойственной флишевым отложениям. В отличие от типичного флиша турбидиты байоса бедны подошвенными флишевыми фигурами, полная турбидная модель наблюдается редко.

Палеогеографическая обстановка вулканической зоны представляет в виде сложного чередования активных вулканических сооружений и седиментационных депрессий. Зерновые, флюксотурбидные и турбидные потоки сносили материал эксплозий со склонов вулканических построек в депрессии, где в относительно глубоководной обстановке на фоне пелитовой седиментации формировались в разной степени градированные тефрогенные отложения. На перифериях вулканической зоны возникали шлейфы тефрогенных осадков, дистальные части которых сочленялись с терригенными флишевыми отложениями.

Байосские тефрогенные флишевые образования Грузии латерально связаны с ритмично стратифицированными толщами Северо-Западного Кавказа [31]. Наиболее близким аналогом порфириновой формации и связанными с ней тефрогенными образованиями Большого Кавказа является ирендыкская вулканогенная свита Южного Урала [39], туфотефроидно-карбонатный геокomплекс среднегорской зоны Болгарии [29], вулканогенный флиш эоцена Аджаро-Триалетии [13].

Гиалокластогенный тип вулканокластических отложений тесно связан со спилит-диабазовой формацией, формировавшейся в результате трещинных извержений в относительно глубоководной обстановке. Потоки пиллоу-лав этой формации характеризуются постепенным переходом в изолированно-шаровые, обломочно-шаровые и гиалокластические брекчии, в цементе которых нередко присутствуют нормальные глинистые осадки. В гиалокластитах отсутствуют слоистость и закономерная сортировка материала. Они состоят из измененных угловатых пластинок и осколков вулканического стекла с концентрическим зональным строением. Гиалокластиты заполняют также межшаровые пространства лавовых потоков.

В результате изучения взаимоотношений базальтоидных вулканитов с вмещающими отложениями было выявлено широкое распространение богатых натрием щелочных метасоматических образований трех типов. Наиболее распространены тонкозернистые роговиковой структуры адиноловые метасоматиты (адинол-сланцы, адинол-роговики, типичные адинолы), локализованные в экзоконтактовых зонах диабазов субвулканической фации с соотношением мощностей базальтоидных вулканитов и адиноловых пород экзоконтактовой зоны почти 1:3. Вторым типом натровых метасоматитов являются альбититы и альбитит-порфиры, развитые в эндоконтактах диабазов или же при выраженной интенсивности метасоматического процесса замещающие диабазовые тела полностью. Эти образования ошибочно описывались как граниты, гранит-порфиры,

гранодиориты и т. д. Третий тип натровых метасоматитов связан с пиллоу-базальтами собственно эффузивной субфации и проявлен в виде стратиформных пачек мелкороговиковых адиоловых пород, внешне похожих на силициты. Наибольшей мощности (120—150 м) этот тип метасоматитов достигает в сторском типе разреза.

На основании тесной пространственной ассоциации натровых метасоматитов с базальтоидными вулканитами делалось заключение об их генетической связи, что было подтверждено экспериментальными исследованиями процесса кристаллизации силикатных расплавов. Результаты эксперимента ясно показали, что для кристаллизации в диабазе плагиоклаза необходимо избыточное содержание натрия по сравнению с тем, которое требуется для связывания алюминия в этом минерале. С оставшимся после кристаллизации диабаза обогащенным натрием избыточным раствором следует связать формирование всех трех типов отмеченных выше метасоматитов. В конечной стадии деятельности натровых поствулканических растворов содержание щелочи натрия постепенно убывает, о чем свидетельствует появление на отдельных участках измененных зон силицитовых пакетов.

В ряде районов Большого Кавказа установлена связь стратиформных колчеданных месторождений и рудопроявлений с раннеюрскими вулканическими формациями.

На Адангейском и Филизчайском рудных полях с толеит-базальтовыми вулканитами спилит-диабазовой формации домер-раннеюрского возраста тесно ассоциирует генетически сопряженный ряд серноколчеданных рудных образований. В вулканогенном горизонте развита прожилково-вкрапленная серноколчеданная минерализация, сосредоточенная в периферийных частях лавовых потоков и отдельных шаровых тел, а также в контракционных трещинах. В надвулканогенном аргиллитовом горизонте установлено аномально высокое содержание серноколчеданных конкреций, сочленяющихся выше сначала так называемым рудным флишем, а затем сплошной серноколчеданной залежью. Последняя перекрыта безрудными тонкостратифицированными флишоидными отложениями позднего тоара. Изучение геологической позиции и геохимических особенностей стратиформных рудных залежей, вулканитов и вмещающих отложений дает основание для заключения о генетической связи оруденения с домер-раннетоарским толеит-базальтовым вулканизмом [7, 22].

В пределах Кацдагского рудного поля с широким развитием спилит-кератофировой формации усматривается связь стратиформного серноколчеданного рудообразования с основными вулканитами последовательно дифференцированной антидромной вулканической серии [1, 19].

СРАВНЕНИЕ С ФОРМАЦИЯМИ ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Рассмотренный выше материал по раннеальпийским формациям Большого Кавказа позволяет сопоставить их со сходными образованиями других регионов (например с палеозойскими геосинклиналями Балканид, Западных Карпат, Южного Урала, Западного Саяна).

На *Балканидах* выделено несколько геокомплексов — формаций [29]. Наиболее древним является Берковско-Щипский алевролит-филлитовый геокомплекс (кембрий, ордовик?), описанный ранее под названием «аспидной» и «диабаз-филлитовидной» формации. Выше следует кварцево-аргиллитовый геокомплекс (верхи ландовера — эйфеля) с граптолитовыми сланцами и лидитами. Более молодые отложения представлены известково-аргиллитовым (с кислыми эффузивами) и граувакково-алевролитовым флишевым геокомплексами (девон, турне); первый из них приурочен к поднятиям дна палеобассейна, второй — относительно глубоководным троговым участкам. Фоновыми седиментами для флишевого геокомплекса являются аргиллиты местами с кремнистым материалом (лидиты). Отложения геокомплекса перекрываются угленосной толщей среднего и верхнего карбона.

При сравнении выявляется сходство алевролитово-филлитового геоконплекса глинисто-сланцевой формации осевых зон Большого Кавказа. идентичен набор и количественные соотношения осадочных пород, состав вулканитов (диабазы, пиллоу-базальты, их брекчии и гналокластиты). Сходную геологическую позицию занимают известняковые и флишевые формации обоих регионов. Разница заключается в том, что «ранний флиш» Болгарии по составу аркозово-граувакковый, а Большого Кавказа — кварц-аркозовый. Кроме того, тефрогенные флишеидные отложения, свойственные для южного склона Большого Кавказа, в пределах Балканид не развиты.

Сходный, но менее полный разрез ниже- и среднепалеозойских отложений, имеется во внутренней зоне Западных Карпат в пределах *Спишско-Гемерского Рудогорья* [14, 16]. Характерной особенностью этого региона является более широкое развитие пород спилит-кератофировой формации. Кислые эффузивы отмечаются во влаховской (филлиты с прослоями лидитов) и пачанской (филлиты с прослоями лидитов, песчаников и кварцитов) свитах кембрия — ордовика. В бетлярской свите силура (филлиты с прослоями кварцитов) встречаются как кислые, так и основные эффузивы. В раковицкой свите девона среди филлитов с базальными кварцитами отмечаются прослои известняков, эффузивы этой свиты характеризуются основным составом.

В разрезе палеозоя (силур — девон — нижний каребон) *Зилаирского синклиниория* (западный склон Южного Урала) наблюдается следующая последовательность отложений: граптолитовые глинистые сланцы и кремнистые осадки с основными эффузивами (700 м); глинисто-кремнистые осадки с основными и кислыми эффузивами и линзами рифогенных известняков (800 м); переслаивание песчаников и алевролитов с глинистыми и кремнистыми сланцами (зилаирская свита, 2—5 км), перекрывающиеся несогласно флишевыми отложениями визейского возраста.

Следует отметить, что отложения зилаирской свиты, выделенные ранее как аспидная (кровельная) формация [18], в результате недавних исследований были охарактеризованы как флишеидные образования [40], на основании чего они рассматриваются нами как аналог терригенной флишеидной формации Большого Кавказа типа «раннего флиша». Глинисто-сланцевой же формации Большого Кавказа, по нашему мнению, на западном склоне Южного Урала соответствуют глинисто-кремнистые отложения, залегающие в нижней части разреза.

Таким образом, осадочные формационные типы всех рассмотренных регионов (Большой Кавказ, Балканиды, Спишско-Гемерское Рудогорье, западный склон Южного Урала), хотя и имеют разные названия, по существу являются сходными и характеризуются приблизительно одинаковыми пространственно-временными соотношениями.

Для сравнительного анализа вулканических формаций обратимся к восточному склону Южного Урала (Магнитогорский синклиниорий).

По данным Т. И. Фроловой и Н. А. Буриковой [36], в этом регионе на силурийском этапе развития (после образования сланцево-терригенных отложений ордовика) формируется недифференцированная спилит-диабазовая формация. В области их развития в островной обстановке, в периоды паузы базальтового вулканизма, извергаются продукты контрастной базальт-липаритовой (диабаз-альбитофировой) формации.

В раннем девоне на западе Магнитогорского синклиниория (Ирендыкская и Вознесенская вулканические зоны) распространены продукты базальтоидного (порфиритового) вулканизма большой (3000 м) мощности. В условиях дифференцированного подводного вулканического рельефа здесь формируются тефрогенные и вулканотерригенные ритмично стратифицированные толщи флишеидного типа [40].

Несмотря на большую интенсивность вулканизма в пределах Магнитогорского синклиниория, набор, состав и взаимоотношения формации этого региона во многом сходны с раннеальпийскими формациями Большого Кавказа. Отличие заключается в некотором своеобразии эволюции: на Большом Кавказе дифференцированная спилит-кератофировая фор-

мация предшествует недифференцированной спилит-диабазовой и, вместе с тем, пространственно с ней разобщена. В Магнитогорском синклизии контрастно дифференцированные формации развиваются позднее однородных или же сосуществуют с ними. Кроме того, на Большом Кавказе в однородных формациях отсутствуют ультрабазитовые члены [38].

Сходные черты усматриваются при сравнении раннеальпийских образований Большого Кавказа с формациями начальных стадий развития *Алтае-Саянской области* [41]. Спилит-фтанит-сланцевая формация венда — раннего кембрия в этом регионе маркирует центральные зоны бассейна, по перифериям которых в пределах стабильных блоков развита спилит-кератофировая формация, ассоциирующаяся с терригенными отложениями. Спилит-кератофировая формация проявляет контрастность и антидромную последовательность в дифференциации, что наряду с четкой пространственной разобщенностью с вулканитами спилит-диабазовой формации сближает ее с аналогичной формацией Большого Кавказа. Примечательно, что порфiritовая формация Западного Саяна подобно Большому Кавказу развивается на зрелой стадии в зонах распространения спилит-кератофировой формации. С ослаблением известково-щелочного вулканизма (средний кембрий) в междугловых прогибах формируются «формация зеленых туфов» и «зеленосланцевая формация», соответствующие тефрогенным и вулканотерригенным флишoidным образованиям Большого Кавказа.

* * *

Анализ соотношений осадочных и вулканогенных формаций в тесной взаимосвязи с вулканогенно-осадочными образованиями выявляет коррелятивность палеогеографических условий и эндогенных режимов в процессе развития геосинклинальной области Большого Кавказа в раннеальпийское время. Главные типы осадков, вулканитов и вулканогенно-осадочных образований, выполняющие геосинклинальный бассейн, группируются в разобщенные во времени и пространстве комплексы, служащие индикаторами крупных палеотектонических структур.

1. Трансгрессивные кварц-аркозовые терригенные отложения и дифференцированные известково-щелочные вулканиты, окруженные ореолами вулканотерригенных образований, формировались в приостроводужных частях геосинклинального бассейна. С конечной стадией эволюции этого антидромного дифференцированного вулканизма парагенетически связаны стратиформные колчеданные месторождения.

2. В центральных относительно глубоководных прогибах геосинклинали на фоне седиментации пелитового материала в условиях рассеянного спрединга извергались недифференцированные толентовые базальты, сопровождавшиеся небольшим количеством гиадокластогенных образований. Подъем толент-базальтовой магмы начался после прекращения активности островных дуг. Два главных импульса толент-базальтового вулканизма отделены друг от друга небольшой паузой, в течение которой процесс турбидной седиментации достигал центральных зон бассейна. С базальтовыми извержениями связан интенсивный привнос в бассейн богатых натрием растворов, преобразующих глинистые осадки в породы адиолового ряда. На перифериях вулканических построек в локальных депрессиях палеобассейна осаждались эксгалиационно-осадочные стратиформные серноколчеданные руды.

3. Известково-щелочной слабодифференцированный базальтоидный вулканизм на Закавказской островной дуге начался вслед за прекращением толент-базальтовых извержений, а местами синхронно с последними его импульсами. В приостроводужной части тылового бассейна между вулканическими постройками центрального типа накапливались мощные тефрогенные турбидитовые осадки, которые в направлении к континенту сменялись терригенными флишoidными отложениями. Островодужный комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований заканчивается «регрессивными» граувакковыми вулканотерригенными толщами.

4. Установленные для раннеальпийского этапа Большого Кавказа закономерности в пространственно-временных соотношениях осадочных и вулканогенных формаций, а также связанных с ними вулканогенно-осадочных образований, подтверждаются на примере ряда геосинклинальных областей.

Литература

1. *Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К., Алиев Г. И.* Магматизм и колчеданное оруденение Жижих-Чугакской зоны Белоканского рудного района (Большой Кавказ).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 79—89.
2. *Азизбеков Ш. А., Алиев М. М.* Геолого-петрографический очерк части южного склона Главного Кавказского хребта (Лагодехи-Ахалсопели). Баку: Изд-во АзФАН, 1940. 70 с.
3. *Афанасьев Г. Д.* О магматизме Северного Кавказа.— В кн.: Академику Академии наук Грузинской ССР Александру Илларионовичу Джанелидзе к семидесятилетию со дня рождения и пятидесятилетию научно-педагогической и общественной деятельности. Тбилиси: Мецниереба, 1959, с. 121—131.
4. *Белянкин Д. С.* К петрографии Архотского тоннеля.— В кн.: Геологические исследования в области Перевальной железной дороги через Главный Кавказский хребет. СПб, 1914, с. 1—24.
5. *Беридзе М. А.* Литология нижне- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи (на груз. яз.). Тбилиси: Мецниереба, 1970. 124 с.
6. *Беридзе М. А., Буадзе В. И.* О генезисе стратиформного серноколчеданного оруденения Адангейского рудного поля (Горная Абхазия).— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 1, с. 81—96.
7. *Беридзе М. А.* Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез (на примере раннеальпийских формаций южного склона Б. Кавказа).— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1983, вып. 80. 192 с.
8. *Борсук А. М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 299 с.
9. *Варданянц Л. А.* Основные изверженные породы западной части Казбегского диабазового пояса (Центральный Кавказ).— Изв. АН АрмССР. Сер. геол.-геогр. наук, 1959, т. 12, № 3, с. 31—47.
10. *Голубовский В. А.* Формационный анализ сложных регионов. М.: Недра, 1983. 212 с.
11. *Гроссгейм В. А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья.— Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 180. 376 с.
12. *Джанелидзе Т. В.* Среднеюрский вулканизм геосинклинали южного склона Большого Кавказа (в бассейнах рек Ингури и Цхенисцкали).— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1969, вып. 22, с. 93.
13. *Дзоценидзе Г. С.* Многооченовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948. 407 с.
14. *Димитрова Е., Янев П., Бахнева Д.* Размещение магматических формаций Карпато-Балканской области в связи с ее тектоническим развитием.— Геотектоника, 1979, № 3, с. 59—75.
15. *Дудаури О. З., Тогоидзе М. Г.* Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой.— В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси: Мецниереба, 1972, с. 186—197.
16. *Жуков Ф. И.* Рудные месторождения в породах низких ступеней метаморфизма Карпато-Балканской области. Киев: Наук. думка, 1978. 168 с.
17. *Заридзе Г. М.* Эндегенные формации орогенных областей. М.: Недра, 1970. 311 с.
18. *Келлер Б. М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования.— Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол., 1949, вып. 104, № 34, 168 с.
19. *Кипиани И. Б., Бенидзе Г. М.* Какадагская тектоно-вулканическая постройка и ее рудогенерирующее значение (южный склон Большого Кавказа).— В кн.: Мезозой и кайнозойский вулканизм (тез. докл. I симпози. V Всесоюз. вулканол. совещ.). Тбилиси, 1980. 365 с.
20. *Кондаков Л. А.* Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны (Северный Кавказ). М.: Наука, 1974. 150 с.
21. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
22. *Курбанов Н. К., Бирюков А. П.* Условия накопления и локализации эксталяционно-осадочного колчеданного оруденения Восточного Кавказа.— Тр. ЦНИГРИ, 1977, вып. 126, с. 97—108.
23. *Лебедев А. П.* Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Тр. ГИН АН СССР. Петрограф. сер., 1950, вып. 113, № 33. 184 с.
24. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа.— Тр. СПб о-ва естествоиспытателей, 1898, т. 26, вып. 5. 404 с.
25. *Леонов М. Г.* О морфологии некоторых древних бассейнов Кавказа.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 6, с. 64—75.
26. *Ломизе М. Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.
27. *Лордкипанидзе М. Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента

- Средиземноморского складчатого пояса.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1980, вып. 69. 162 с.
28. Мазанов Д. Д. Литология и генезис юрских отложений Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1969. 270 с.
 29. Нечаев И., Янев С. Седиментите геокмплекси в България. София: Наука и искусство, 1980. 240 с.
 30. Нечаев И. К., Чихрадзе Г. А., Беридзе М. А., Варсимашивили Э. В. Юрские осадочные геокмплексы Грузии и Болгарии.— Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1984, вып. 84. 119 с.
 31. Потапенко Ю. Я., Гурбанов А. Г. К литологии баийской вулканогенно-обломочной формации р. Мзымты (южный склон Главного Кавказского хр.).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11, с. 134—138.
 32. Ренгартен Н. В., Старостина З. М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые средней части Центрального Кавказа. М.: Наука, 1966, с. 83—147.
 33. Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
 34. Суханов М. К. Казбекский диабазовый пояс Центрального Кавказа (междуречье Ардон—Асса). Автореф. канд. дис. М.: Геол. ин-т АН СССР, 1975, 25 с.
 35. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
 36. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977.
 37. Хаин В. Е. Тектоника Кавказа.— В кн.: Проблемы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1978, с. 274—286.
 38. Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Наука, 1982. 276 с.
 39. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Некоторые вопросы механизма формирования туфовых накоплений ирендыкской свиты.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 78—87.
 40. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования.— Литология и полез. ископаемые, 1980, № 4, с. 55—67.
 41. Херасков Н. Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 120 с.
 42. Цветков Д. А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа (междуречье Чегем—Фиагдон). М.: Наука, 1977. 182 с.
 43. Чихрадзе Г. А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1979. 192 с.
 44. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Баку: Изд-во АН АзССР, 1956. 223 с.

Геологический институт АН ГрузССР,
Тбилиси

Поступила в редакцию
15.III.1984

УДК 552.14 : 551.76 : 551.77 (479)

**ПОСТДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
БОЛЬШОГО КAVKAZA И ПРЕДКАВКАЗЬЯ
(по данным изучения органического вещества)**

**ЧИЧУА Б. К., АГУЛОВ А. П., КИЛАСОНИЯ З. Н.,
АСЛАНИКАШВИЛИ Н. А., ЖГЕНТИ Т. Г., ТАРХАНОВ Г. В.**

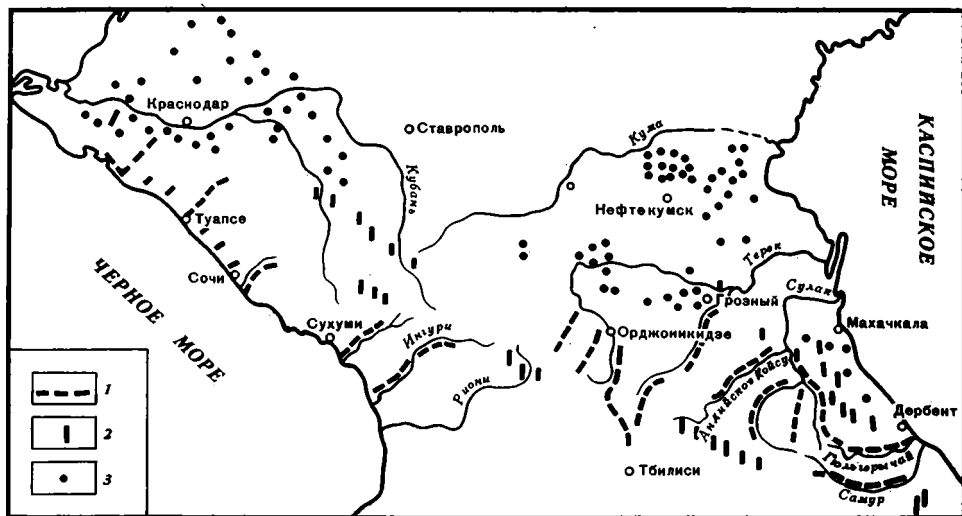
На основании изучения метаморфизма рассеянного органического вещества (витринита) составлены карты постдиагенетических преобразований отложений нижней юры, нижнего мела и верхнего палеогена.

Литология осадочных комплексов Кавказа в настоящее время изучена довольно подробно, и в некоторых ее направлениях получены весьма важные геологические и практические результаты [14, 16, 17]. В литологических исследованиях последних 10—15 лет наряду с другими вопросами большое внимание уделяется проблеме постседиментационных преобразований. В работах [5—7, 9, 15, 16 и др.] рассмотрены вопросы вторичных преобразований и дана оценка степени превращения основных типов пород в различных стратиграфических комплексах Предкавказья [5—7, 9, 15, 16]. Изучением метаморфизма рассеянного органического вещества (РОВ) с целью оценки степени превращения вмещающих пород и решения других вопросов занимались многие исследователи [1, 4, 10, 12, 18]. Однако в целом на Кавказе исследования в этой области пока еще отстают от других направлений литологических работ. В то же время они приобретают все большее значение для прогноза нефтегазоносности глубоких горизонтов, выявления новых ресурсов ископаемых углей, установления закономерностей размещения стратиформного сульфидного оруденения, для оценки состава и свойств глубоко погруженных пород, реконструкции геологической истории отдельных районов и др. [1, 11, 18, 19]. Отставание в данной области (наблюдаемое не только на Кавказе) объясняется особенностями еще не метаморфизованных осадочных толщ, а также неразработанностью некоторых методических вопросов [19].

В настоящее время для получения многих данных, необходимых при решении указанных выше проблем, наиболее разработанной и доступной следует считать методику изучения метаморфизма РОВ и составления карт вторичных преобразований пород по этому показателю [1, 11, 19].

МЕТОДИКА РАБОТ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

По основным водным артериям Большого Кавказа и буровым скважинам Предкавказья в 1976—1982 гг. собрано ~2500 образцов пород (фиг. 1). Примерно в 800 образцах выявлены рассеянные угольные включения (витринит) макро- и микроразмеров. Кроме того, в угленосных районах Кавказа проведен сбор приблизительно 200 образцов углей. По изготовленным препаратам-аншлифам выполнены массовые измерения отражательной способности витринита во всех образцах углей и пород. Измерения проводились на микроскопе — спектрофотометре МСФ-10 в воздухе, поляризованном свете при максимуме пропускания. Параллельно изучались структурно-минеральные преобразования зернистых пород в тонких шлифах, состав глинистых минералов во фракции <0,001 мм методом дифрактометрии, проводились массовые измерения плотности и пористости пород.



Фиг. 1. Схема расположения разрезов и отбора проб
1 — разрезы; 2 — отдельные обнажения; 3 — буровые скважины

По отражательной способности витринита, с учетом других данных, выделены стадии и этапы (зоны) постдиагенетических преобразований РОВ и вмещающих пород во всех изученных разрезах. При выделении зон за основу были приняты максимальные величины отражения витринита, согласно схеме универсальной шкалы вторичных преобразований осадочных пород (таблица).

Картирование выделенных зон проводилось согласно методике, разработанной Б. К. Чичуа и др. [19].

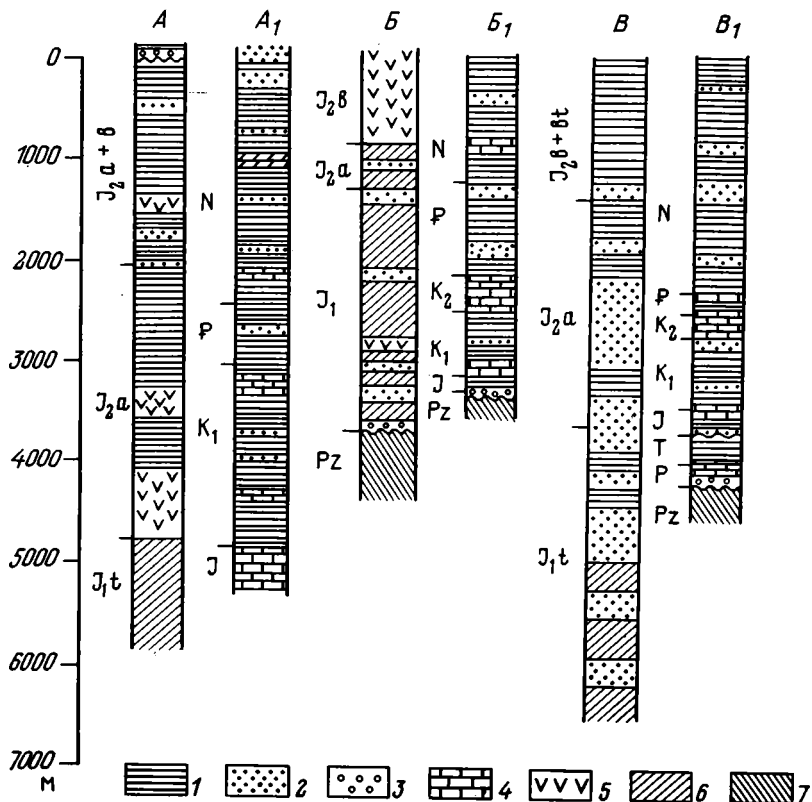
Картирование выполнено на основании геологических карт масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000. Стратиграфическая привязка образцов в пределах Большого Кавказа осуществлялась на основе крупно- и среднемасштабных геологических карт. Для привязки образцов из глубоких скважин Предкавказья использованы стратиграфические схемы, принятые в нефтегазовых организациях региона.

Для выявления связи между тектоникой и вторичными превращениями пород использована схема тектонического районирования И. И. Потапова [8]. На картах показаны только структуры первого порядка.

Детальная литологическая характеристика осадочных пород Кавказа приведена во многих работах [5, 6, 13, 16, 17]. Наша задача заключается в описании основных региональных особенностей постдиагенетических преобразований по метаморфизму РОВ. Поэтому в работе приводится

Шкала вторичных преобразований осадочных пород по величине отражения РОВ

Стадия	Подстадия	Этап (зона)	Максимальная величина отражения, %
Катагенез	Протокатагенез ПК	ПК ₁	~6,5
		ПК ₂	6,6—7,2
		ПК ₃	7,3—7,5
	Мезокатагенез МК	МК ₁	7,6—8,0
		МК ₂	8,1—8,7
		МК ₃	8,8—9,4
		МК ₄₋₅	9,5—10,9
	Апокатагенез АК	АК ₁	11,0—12,3
		АК ₂	12,4—13,0
Метагенез (региональный метаморфизм)	Протометагенез ПМ	ПМ ₁	13,1—15,5
		ПМ ₂	15,6—18,0
	Мезометагенез ММ	ММ ₁	18,1—19,5
		ММ ₂	19,6—21,5



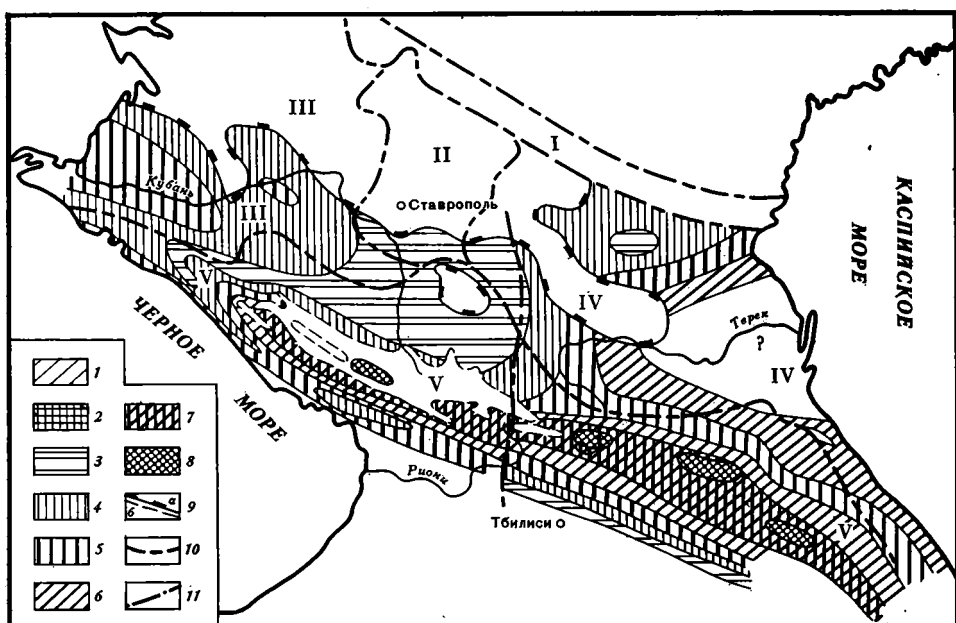
Фиг. 2. Схематические разрезы мезозойско-кайнозойских отложений
 А—А₁ — Западный Кавказ (междуречье Туапсе — Мзымта) — Западное Предкавказье (разведочная площадь Генеральская); Б—Б₁ — Центральный Кавказ (р. Ингури) — Центральное Предкавказье (площадь Нагутская); В—В₁ — Восточный Кавказ (Южный Дагестан) — Восточное Предкавказье (площадь Русский Хутор)
 1 — глины и аргиллиты; 2 — алевролиты и песчаники; 3 — гравелиты; 4 — известняки; 5 — вулканогенные породы; 6 — глинистые и аспидные сланцы; 7 — палеозойские осадочные породы

лишь самое общее описание типов пород и наиболее характерные для отдельных районов литологические разрезы, составленные по литературным [2, 3, 13, 17] и собственным материалам авторов (фиг. 2).

СТАДИИ И ЭТАПЫ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД ПО ДАННЫМ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Отложения нижнего триаса (молодежинская свита) исследованы нами по материалам глубоких нефтеразведочных скважин Прикумского поднятия и прилегающих площадей. Изученные отложения представлены в основном аргиллитами, алевролитами и известняками. На основании исследования метаморфизма РОВ выделены этапы (зоны) и составлена карта вторичных превращений пород, которая ввиду незначительных размеров закартированной территории здесь не приводится.

Изученные отложения в сводовой части Прикумского поднятия находятся на этапе мезокатагенеза (МК₃). В восточном и юго-восточном направлениях наблюдается увеличение степени превращения пород. Судя по данным скв. Кочубей-2 (гл. 5264 м), на крайнем востоке района степень преобразования нижнетриасовых отложений достигает конечных этапов катагенеза (АК₁₋₂). В южном направлении в сторону платформенного склона с увеличением глубин залегания, по-видимому, происходит возрастание степени превращения пород до начальных этапов метанеза (см. таблицу).



Фиг. 3. Схематическая карта постдиagenетических преобразований отложений нижней юры Большого Кавказа и Предкавказья. Основные тектонические структуры по И. И. Потапову (1978)

I — система Маньчжурских прогибов; II — Ставропольский свод; III — Азово-Кубанская впадина; IV — Терско-Каспийская впадина; V — Альпийская складчатая система Большого Кавказа. Зоны постдиagenетических преобразований РОВ: 1 — протокатагенеза (ПК); мезокатагенеза (МК): 2 — МК₁; 3 — МК₂; 4 — МК₃; 5 — МК₄₋₅; 6 — апокатагенеза (АК₁₋₂); 7 — протометагенеза (ПМ); 8 — мезометагенеза (ММ); 9 — линии выклинивания (а) и размыва (б) нижнеюрских отложений; 10 — границы тектонических структур; 11 — линия смещения зон метаморфизма РОВ

Отложения нижней юры изучены на всей территории Большого Кавказа и Предкавказья. В изученных разрезах они представлены глинистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов и вулканогенных пород. Характерные изменения мощностей и литологического состава лейасовых отложений показаны на фиг. 2. Следует отметить, что около половины всех исследованных образцов приходится на породы нижнеюрского возраста. Карта метаморфизма РОВ составлена в основном по отложениям тоарского яруса.

Вдоль южного склона Большого Кавказа, с северо-запада на юго-восток, наблюдается интенсивное увеличение степени превращения разновозрастных пород. Если в разрезах Джубга — Горячий Ключ и Туапсе — Гойтх породы превращены до этапа МК₃, то в разрезе р. Мзымта (р-н Красной Поляны) степень превращения верхнелейасовых отложений достигает начальных этапов метаморфизма (см. таблицу, фиг. 3). Нарастание степени вторичных преобразований пород прослеживается до верховьев рек Ингури и Рионы, где интенсивность превращения достигает среднего этапа протометагенеза (ПМ₂). Далее на юго-восток вдоль водораздельной линии Большого Кавказа степень превращения остается на указанном высоком уровне и вновь снижается в крайней восточной части Большого Кавказа.

В полосе интенсивно превращенных пород от Дарьяльского ущелья до верховьев р. Самур фиксируются отдельные поля еще более измененных отложений, достигших уровня мезометагенеза (см. фиг. 3). Наличие отдельных полей весьма интенсивно измененных пород, по-видимому, объясняется постепенным усилением процессов метаморфизма в осевой части Большого Кавказа. Не исключается также влияние скрытых интрузивных тел.

Южнее полосы интенсивно измененных пород на всем протяжении южного склона, в сторону Закавказского срединного массива, наблюда-

ется отчетливое зональное уменьшение степени превращения лейасовых отложений. Это явление, по-видимому, связано с постепенным уменьшением палеоглубин погружений в сторону срединного массива.

При характеристике превращения лейасовых пород необходимо обратить внимание на следующее. Примерно в центральной части южного склона вдоль среднего и верхнего течения р. Риони наблюдается несоответствие зон метаморфизма РОВ в разновозрастных породах. Зоны, установленные в правобережной части р. Риони ($МК_{1-5}$ и $АК_{1-2}$), при переходе в левобережную область сменяются слабо измененными породами ($МК_2$ и $МК_3$), которые далее по простиранию продолжают на юго-восток. Создается впечатление, что слабоизмененные лейасовые породы, характерные для Закавказского срединного массива, сдвинуты с юга на север на значительное расстояние (см. фиг. 3). Наряду с этим необходимо отметить, что в восточных частях Центрального Предкавказья и Северо-Кавказской моноклинали наблюдается переход одних зон в другие ($МК_2$ в $МК_3$) не вкрест простирания пород, как это имеет место в других частях Кавказа, а по простиранию. Это явление подчеркивается необычной антикавказской ориентацией линий изометаморфизма. На основании изложенного мы проводим линию смещения зон метаморфизма РОВ от среднего течения р. Риони до восточного склона Ставропольского свода (см. фиг. 3).

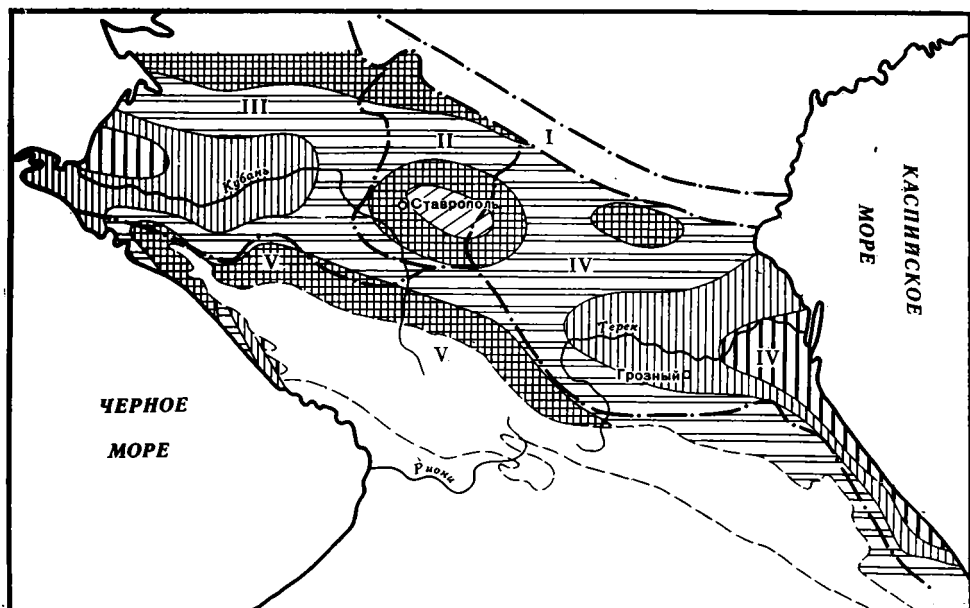
Другая картина постдиагенетических преобразований наблюдается в пределах Центрального Предкавказья, Северо-Кавказской моноклинали и прилегающей части Центрально-Кавказского поднятия. На обширной территории Центрального Предкавказья и моноклинали лейасовые, в основном угленосные, отложения изменены слабо и находятся на этапе $МК_2$. Лишь в самой южной части моноклинали, в междуречье Белая — Баксан, наблюдается некоторое увеличение степени превращения до этапа $МК_3$; южнее этой полосы, в пределах выступа кристаллических пород (в верховьях рек Аксаут и Теберда), изучены отдельные обнажения нижнеюрских отложений, которые, судя по метаморфизму РОВ, изменены весьма интенсивно до уровня мезометагенеза ($ММ_1$). Судя по приведенной карте (см. фиг. 3); высокая степень превращения лейасовых пород в верховьях рек Аксаут и Теберда является результатом постепенного нарастания метаморфизма разновозрастных отложений южного склона; между этими двумя зонами, по-видимому, существует тесная генетическая связь. В то же время следует отметить, что интенсивно измененные лейасовые породы Центрально-Кавказского поднятия не имеют более или менее заметной литологической и метаморфогенной связи с разновозрастными породами Северо-Кавказской моноклинали.

На северном склоне Восточного Кавказа с юга на север происходит региональное уменьшение степени превращения пород. Это явление наблюдается примерно до северных выходов юрских отложений. При погружении пород в сторону Терско-Каспийского прогиба, по имеющимся данным, вновь происходит увеличение степени превращения лейасовых отложений до конечных этапов катагенеза (см. фиг. 3).

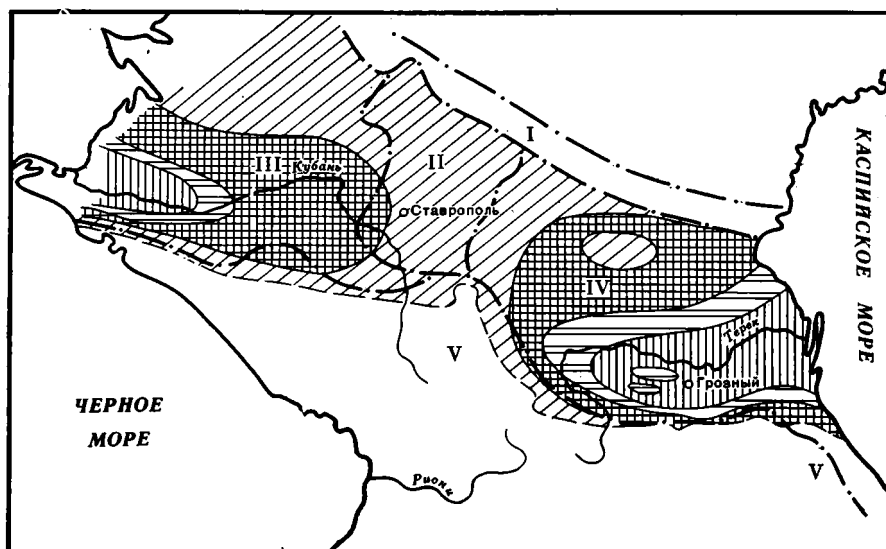
В сводовой части Прикумского поднятия лейасовые породы являются слабо измененными и относятся к зоне $МК_2$. С увеличением глубин залегания этих пород с 2700 до 4800 м в южном и юго-восточном направлениях степень превращения повышается от $МК_{2-3}$ до конечных этапов катагенеза (см. фиг. 3).

Отложения нижнего мела (в основном апта и альба) изучены по материалам глубоких скважин на всей территории Предкавказья и по обнажениям северного и частично южного склонов Большого Кавказа. Литологический состав апт-альбских отложений в изученных разрезах не отличается большим разнообразием. Представлены они аргиллитами, алевролитами и песчаниками с примесью значительного количества карбонатного материала. В некоторых разрезах появляются мергели и известняки.

На большей части территории Западного и Центрального Кавказа и прилегающего Предкавказья нижнемеловые породы изменены слабо и



Фиг. 4. Схематическая карта катагенеза отложений нижнего мела Большого Кавказа и Предкавказья. Условные обозначения см. на фиг. 3



Фиг. 5. Схематическая карта катагенеза отложений верхнего палеогена Предкавказья. Условные обозначения см. на фиг. 3

находятся на начальных этапах мезокатагенеза ($МК_1$ и $МК_2$). При этом конфигурации зон катагенеза в общих чертах совпадают с очертаниями крупных тектонических структур. Наименее измененные отложения фиксируются в районе Ставропольского свода, а наиболее превращенные породы приурочены в центральной части Западно-Кубанского прогиба (фиг. 4). На южном склоне в изменении пород нижнего мела наблюдается та же закономерность, которая была установлена при изучении лейасовых отложений. С северо-запада на юго-восток по простиранию структур происходит интенсивное нарастание степени катагенеза от $МК_1$ (разрез Джубга—Горячий Ключ) до $МК_{4-5}$ (р-н Красной Поляны). В преде-

лах Восточного Кавказа и Восточного Предкавказья происходит постепенное увеличение степени катагенеза нижнемеловых пород в сторону наиболее погруженных частей Терско-Каспийского прогиба. Слабо измененные породы приурочены к полосе северного склона Восточного Кавказа и району Прикумского поднятия (см. фиг. 4).

Отложения верхнего палеогена (в основном нижней и средней частей майкопской серии) изучены по обнажениям северного склона Большого Кавказа и буровым скважинам Предкавказья. В изученных разрезах они представлены глинами, песчаниками и мергелями с прослоями известняков и конгломератов.

Вдоль всего северного склона Большого Кавказа породы верхнего палеогена изменены слабо и относятся к этапам протокатагенеза ($ПК_{2-3}$) и частично мезокатагенеза ($МК_1$). В пределах Центрального Предкавказья зона слабоизмененных палеогеновых пород расширяется и затем охватывает обширные районы Ставропольского свода и прилегающих площадей (фиг. 5). Постепенное увеличение степени превращения пород наблюдается в сторону глубоко погруженных частей Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогиба. В центральных частях этих прогибов степень превращения олигоценых пород повышается до уровня мезокатагенеза ($МК_3$). Очертания зон изокатагенеза палеогеновых отложений довольно отчетливо совпадают с конфигурациями крупных тектонических структур Предкавказья.

Отложения неогенового возраста (в основном миоцена) изучены по отдельным обнажениям вдоль северного склона Большого Кавказа и по некоторым скважинам Предкавказья. Представлены они глинами, песками и песчаниками, а также мергелями и известняками. Ввиду недостаточного количества данных карта катагенеза составлена только для территории Терско-Сунженской области и здесь не приводится. По имеющимся материалам, неогеновые породы вдоль северного склона изменены очень слабо и находятся на уровне протокатагенеза. В северном направлении с погружением слоев до глубин 1500—2000 м (в Западном Предкавказье скв. Ключевая-279, Крымская-120 и др., в Восточном Предкавказье скв. Алпатово-1, Равнинная-10 и др.) происходит некоторое увеличение степени превращения пород. При дальнейшем увеличении глубин залегания до 3000 м и более степень превращения неогеновых осадков повышается до начальных этапов мезокатагенеза ($МК_1$). Судя по этим данным, можно допустить, что отложения неогена, залегающие на глубинах 3500—4000 м, в пределах Предкавказья будут изменены до этапов $МК_1$ — $МК_2$ в зависимости от температурного режима недр.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД

Сравнительное изучение карты превращения нижнеюрских отложений показывает, что в регионе выделяются два типа вторичных преобразований. Первый тип наблюдается в пределах развития геосинклинальных отложений и характеризуется весьма интенсивной сменой зон превращения пород как по площади, так и в разрезах. Вертикальные градиенты превращения составляют 1,2—1,5 $R^\circ/\text{км}$. Второй тип преобразования пород характеризуется постепенной сменой зон и их большим площадным развитием при вертикальных градиентах 0,7—1,0 $R^\circ/\text{км}$. Этот тип наиболее отчетливо прослеживается в платформенной части Предкавказья. Краевые и межгорные прогибы в этом отношении занимают промежуточное положение (см. фиг. 3).

Выделенные типы преобразования прослеживаются и по отложениям нижнего мела в пределах Западного и Восточного Кавказа и прилегающих частей Предкавказья (см. фиг. 4). При этом необходимо отметить, что на карте нижнего мела различия между типами фиксируются менее отчетливо. Объясняется это тем, что в настоящее время в результате эрозии уничтожена значительная часть меловых геосинклинальных и пере-

ходных отложений, для которых характерна наиболее интенсивная смена зон метаморфизма РОВ и вмещающих пород.

Вторая особенность преобразования пород заключается в том, что степень превращения нижнеюрских пород как на южном и северном склонах Большого Кавказа, так и на Северо-Западном его погружении увеличивается в сторону внутренних частей складчатой системы (см. фиг. 3). В меловых отложениях указанное явление наблюдается лишь в южной части Северо-Западного Кавказа (см. фиг. 4). Однако, по нашему мнению, увеличение степени превращения меловых пород в прошлом наблюдалось и на северном склоне, где южнее зон $МК_1$ — $МК_2$ должны залегать более измененные породы, в настоящее время уничтоженные эрозией. Что касается палеогеновых и более молодых отложений, в них устанавливается обратная картина — отчетливое уменьшение степени превращения в сторону Большого Кавказа (см. фиг. 5). Это явление, по-видимому, показывает, что постпалеогеновые погружения геосинклинальной области были незначительными по сравнению с погружениями, происходившими в прилегающих прогибах.

Третью особенность в преобразовании пород можно охарактеризовать следующим образом. Судя по данным фиг. 3, вдоль всего южного склона между геосинклинальным прогибом и Закавказским срединным массивом прослеживается полоса слабо измененных лейасовых пород, находящихся на этапах $МК_2$ — $МК_3$. При погружении этих отложений в сторону Колхидской и Куринской низменностей степень превращения пород вновь повышается до уровня $МК_{4-5}$ и, возможно, более. Таким образом, геосинклинальный прогиб с юга ограничивается полосой слабо измененных пород, которая в палеоструктурном плане соответствует системе относительных поднятий между геосинклиналью и срединным массивом. Полоса слабо измененных пород ($МК_2$) и, следовательно, относительных палеоподнятий окаймляет также северо-западное погружение Кавказа. На северном склоне Восточного Кавказа выделяется зона $МК_{4-5}$, южнее и севернее которой наблюдается отчетливое увеличение степени превращения лейасовых пород (см. фиг. 3). Судя по единичным данным, крайнее юго-восточное погружение складчатых сооружений также окаймляется зоной слабо измененных пород. Таким образом, геосинклинальный прогиб Большого Кавказа почти со всех сторон ограничивается зонами сравнительно слабо измененных лейасовых пород, которые соответствуют относительным палеоподнятиям. Исключение из этого правила составляют северный склон Центрального Кавказа и Центральное Предкавказье, которые имеют другое геологическое строение.

Примерно аналогичную картину зональности можно получить и для отложений нижнего мела, если допустить, что наиболее измененные геосинклинальные отложения этого возраста в настоящее время уничтожены эрозией. Преобразование палеогеновых и неогеновых пород не подчиняется этой закономерности, поскольку постпалеогеновые погружения геосинклинальной области были менее значительными, чем масштабы нисходящих движений в прилегающих прогибах.

При сравнительном анализе карт (см. фиг. 3—5) выделяется еще одна особенность вторичных преобразований пород. В пределах складчатой системы Большого Кавказа границы основных тектонических структур и линии изометаморфизма пересекают друг друга. Это явление наиболее отчетливо наблюдается на примере нижнеюрских отложений и менее четко — в отложениях нижнего мела и палеогена. В пределах Предкавказья наблюдается обратная картина. Границы основных структур в целом совпадают с линиями изометаморфизма. При этом степень совпадения увеличивается от древних к более молодым отложениям.

Упомянутое явление, по-видимому, указывает на то, что вторичные преобразования РОВ и вмещающих пород в основном происходят под влиянием регионального погружения и совершаются преимущественно на доинверсионном этапе развития. Однако, учитывая чрезвычайно медленные темпы суммарных вертикальных движений и изменения термобарических условий недр, можно допустить, что метаморфизм РОВ про-

должается и после начала инверсии в течение значительного отрезка геологического времени. В глубоких прогибах Предкавказья процессы преобразования РОВ и вмещающих пород, по-видимому, продолжаются и в настоящее время.

* * *

1. Карты вторичных преобразований осадочных пород, составленные на основании изучения метаморфизма РОВ, дают возможность достаточно обоснованной и детальной оценки стадий и этапов регионального ката- и метатенеза. Основанием для составления таких карт являются корреляционные зависимости, существующие между степенью метаморфизма РОВ и свойствами различных типов пород.

2. На основании картирования вторичных преобразований установлено, что от центральных частей Большого Кавказа к его перифериям в отложениях юры и мела происходит региональное уменьшение степени превращения пород. Однако на границе складчатой системы и прилегающих прогибов наблюдается перелом в метаморфизме и в сторону современных депрессий вновь фиксируется увеличение степени преобразования пород. Таким образом, на примере складчатого Кавказа, прилегающих прогибов и платформенной части Предкавказья по площади устанавливается волнообразное чередование зон слабо и интенсивно измененных осадочных пород. Это явление связано с особенностями геологического строения региона.

3. Карты вторичных преобразований имеют как общее геологическое, так и практическое значение. Они могут быть использованы при дальнейшем уточнении геологического строения региона и для изучения закономерностей размещения месторождений нефти, газа, ископаемых углей и других осадочных и осадочно-метаморфогенных полезных ископаемых.

Литература

1. Аммосов И. И., Горшков В. И., Гречишников Н. П., Калмыков Г. С. Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей. М.: Недра, 1977. 34 с.
2. Геология СССР. Т. IX. М.: Недра, 1968. 199 с.
3. Геология СССР. Т. X. М.: Недра, 1964. 489 с.
4. Ермаков В. И., Кабанов В. Б., Вельдер В. Б. Особенности распределения полей катагенеза органического вещества в нижнесреднеюрских отложениях Северного Кавказа.— В кн.: Проблемы прогноза газоносности. М.: Недра, 1978, с. 117—124.
5. Карпов Г. В., Тимофеева З. В. Постдиагенетические изменения ааленских пород в структурно-фациальных комплексах Северного Кавказа.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 5, с. 97—107.
6. Керимов Г. К., Эфендиев И. Э. О распределении и генезисе глинистых минералов в осадочных формациях Дагестана.— Литология и полез. ископаемые, 1976, № 6, с. 128—136.
7. Масляев Т. А., Котельников Д. Д., Лазарева В. М. и др. Палеоструктура и глинистые минералы палеоценовых отложений Предкавказья.— Литология и полез. ископаемые, 1983, № 3, с. 62—69.
8. Минеральные ресурсы Северного Кавказа. Т. 2. Ростов: Изд-во Ростовск. ун-та, 1979. 15 с.
9. Мышкова Ю. Ф. О диагенетических и катагенетических изменениях отложений триаса Восточного Предкавказья.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 422—424.
10. Назаревич Б. П., Назаревич И. А., Стефанова Е. И., Стафеева А. М. Об особенностях расчета степени катагенеза по методу суммарного импульса тепла для осадочно-породного бассейна Восточного Предкавказья.— В кн.: Накопление и преобразование сидекахитов. М.: Наука, 1979, с. 169—173.
11. Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием. МГК. XXV сессия (докл. сов. геологов). Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976, с. 57—68.
12. Парпарова Г. М. Изучение обугленных растительных остатков в кайнозойских отложениях ЧИ АССР.— Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 190, с. 158—169.
13. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления.— В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971, с. 1—54.
14. Халифа-заде Ч. М., Магомедов А. М. Среднеюрские отложения восточной части Большого Кавказа. М.: Недра, 1982. 181 с.

15. Холодов В. Н., Гаврилов Ю. О., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глинистые минералы в чокрак-караганских отложениях Восточного Предкавказья.— Литология и полез. ископаемые, 1976, № 5, с. 49—66.
16. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 151 с.
17. Чихрадзе Г. А. Литологические особенности ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа.— Тр. ГИН АН СССР. Нов. сер., 1981, вып. 72, с. 5—42.
18. Чичуа Б. К. Литогенез и нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений Предкавказья.— В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность (тез. докл. IV Всесоюз. семинара). МГУ, 1981, с. 304—305.
19. Чичуа Б. К., Дьяконов А. И., Сидоренко С. Ф. О принципах составления карт катагенеза и метакатагенеза органического вещества при комплексных геохимических исследованиях.— В кн.: Геохимия современных и ископаемых осадков. (Материалы VIII Межд. конгресса по органической химии). М.: Наука, 1982, с. 223—227.

Кавказский институт минерального
сырья, Тбилиси
Союзтермнефть, Краснодар
Институт геологии
Дагестанского филиала АН СССР
Махачкала

Поступила в редакцию
3.IV.1984

УДК 552.14 : 552.323.5

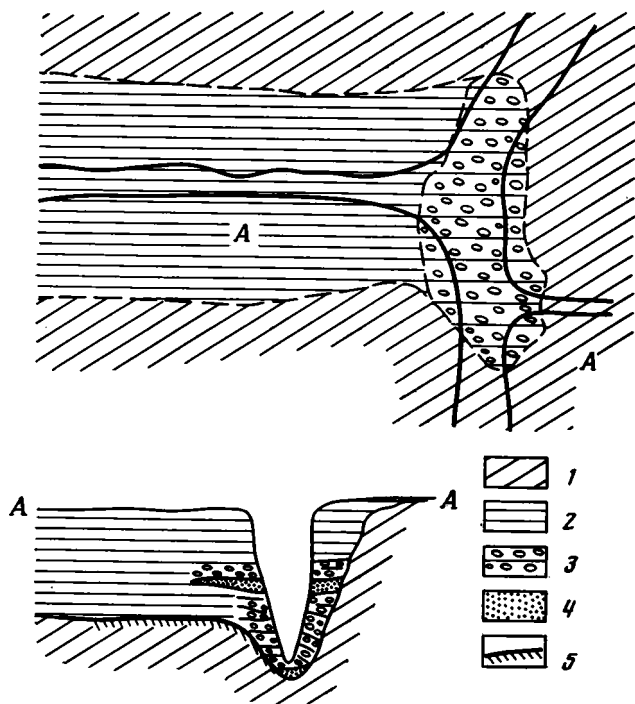
ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-ОЛИВИНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ АРМЕНИИ

ГЕПТНЕР А. Р., СОКОЛОВА Т. Н., ХАРАЗЯН Э. Х.

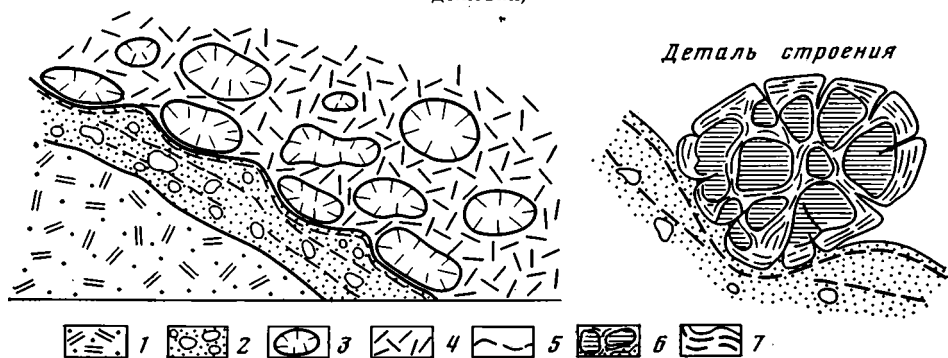
Рассмотрены условия формирования подушечных лав в долинах рек Памбак и Дебет (Армения). Проанализирован комплекс вторичных образований базальтовой толщи (палагонит, триоктаэдрический смектит, цеолиты, апофиллит, кальцит, гидроокислы железа), сформировавшихся в результате взаимодействия пород с холодными подземными водами. Установлено, что основные компоненты для образования вторичных минералов выщелачивались из подстилающих базальты пород. Предполагается, что разрушение оливинов и сидеромеланового стекла базальтовой толщи способствовало повышению содержания в подземных водах магния, натрия и калия.

Подушечные лавы обычно образуются в результате извержений, происходящих в морских условиях, а также в пресных водоемах, и при извержении в толщу льда. Образовавшиеся при подводных извержениях базальты слагают купола (центральные извержения) или валы (трещинные извержения), сложенные лавами, накопившимися в непосредственной близости от центров извержений. Значительно реже встречаются подушечные лавы, образовавшиеся при втекании в воду расплава с суши. Подобные явления отмечались на склонах базальтовых островов-вулканов или вулканов, расположенных непосредственно у берега моря. Чрезвычайно редко наблюдается формирование подушечных лав при втекании субаэральных потоков в долины рек, удаленных на многие десятки километров от центра извержений. Одним из районов развития этих лав, образовавшихся в таких условиях, являются долины рек Памбак и Дебет в Армении, где на значительных расстояниях в естественных обнажениях прослеживаются выходы подушечных и субаэральных лавовых потоков.

Геологическое положение и особенности строения лавовой толщи. Формирование верхнеплиоценовой лавовой толщи связано с эффузивной деятельностью крупного меридионально вытянутого трещинного вулкана, расположенного в осевой полосе Транскавказского поперечного поднятия, ныне полностью погребенного под толщей антропогенных вулканов Джавахетского хребта [6, 9]. Базальтовые и андезитобазальтовые покровы слагают Лорийское плато, сменяясь в районе впадения р. Дзорагет в р. Памбак и Дебет подушечными лавами и гиадокластитами, залегающими на верхнеэоценовых вулканических образованиях памбакской свиты (фиг. 1). Последняя сложена туфобрекчиями, туфопесчаниками, игнимбристыми и фельзитовыми туфами, кварцевыми диоритовыми порфиритами. На склонах древней речной долины, врезанной в эти отложения, в нижней части базальтовой толщи во многих местах под субаэральными и субаквальными лавами залегают древний (верхнеплиоценовый) делювиальный покров и почва. В подошве субаэральных потоков эти отложения окрашены в коричневато-красные тона в результате термической обработки горячей лавой и окисления. Подушечные лавы вдавлены в делювиальные отложения, деформируют их, не оказывая заметного термического воздействия. Изменение окраски делювиальных отложений отсутствует даже непосредственно на контакте их с подушечными базальтами, в трещинах лавовых подушек и пустотах между ними, куда рыхлый осадок выжимался под тяжестью лавовых тел (фиг. 2).

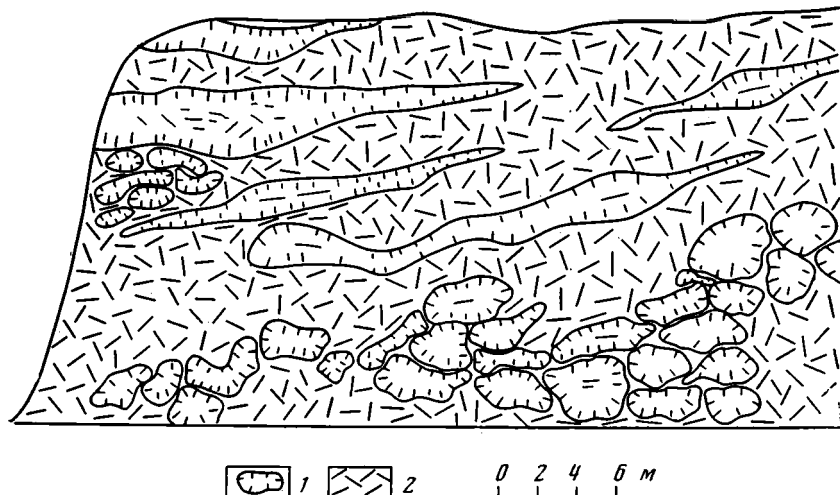


Фиг. 1. Схема распределения и взаимоотношения (профиль А—А) субаэриальных и подушечных базальтов в долинах рек Дзоратет, Дебет и Памбак
1 — верхнеэоценовые породы, 2—5 — отложения верхнего плиоцена (2 — субаэриальные лавовые потоки, 3 — подушечные базальты, 4 — озерные отложения, 5 — почва и делювий)

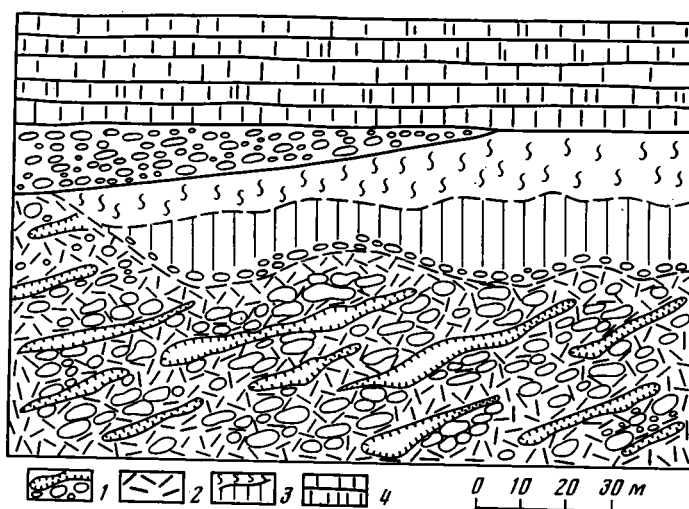


Фиг. 2. Характер взаимоотношения делювия, подушечных лав и подушечных брекчий на склонах древней речной долины
1 — верхнеэоценовые породы, 2—7 — отложения верхнего плиоцена: 2 — делювиальные суглинки и щебень, 3 — подушечные лавы, 4 — гиалокластиты, 5 — горизонты интенсивной карбонатизации; 6—7 — участки подушки (6 — слабо измененные, 7 — рыхлые шелушащиеся, сильно измененные)

Наиболее полный разрез подушечных и субаэриальных лав описан Э. Х. Харазяном в долине р. Памбак [7]. Здесь на верхнеэоценовых порфиритах и их туфобрекчиях, в 25 м выше тальвега современной речной долины, залегает первый горизонт подушечных лав и гиалокластитов мощностью от 25 до 75 м. Отложения перекрыты толщей субаэриальных лав, содержащей шесть потоков общей мощностью до 65 м. На лавах залегает пачка озерно-речных отложений, сложенная глинами, глинистыми песчаниками, песчаниками и галечниками. По простиранию эти отложения прослеживаются на расстоянии до 3,5 км, постепенно выклиниваясь к северу и югу. Максимальная мощность озерно-речных отложений достигает 52 м.



Фиг. 3. Подушечные лавы и гниалокластиты нижнего горизонта
1 — подушечные лавы; 2 — гниалокластиты (горизонтальный и вертикальный масштабы равны)



Фиг. 4. Подушечные лавы нижнего горизонта (характер взаимоотношения с лавовыми потоками типа куббаберг и субаэральными потоками)
1 — подушечные лавы; 2 — гниалокластиты; 3 — лавовый поток типа куббаберг (столбчатая отдельность внизу, неправильная вверх); 4 — субаэральные лавовые потоки (горизонтальный и вертикальный масштабы равны)

Непосредственно на озерно-речные отложения ложится вторая пачка подушечных лав и гниалокластитов мощностью до 13 м, которая вновь перекрывается озерными галечниками, рыхлыми песчаниками и алевропесчаниками мощностью до 35—40 м. На поверхности этих озерных отложений залегает толща субаэриальных лав мощностью до 50 м, состоящая из шести потоков.

В наиболее мощных обнажениях нижней толщи подушечных лав и гниалокластитов отчетливо видно грубое наклонное напластование лавового материала. Возникновение грубой слоистости обусловлено чередованием крупных пачек подушечных лав, гниалокластитов и крупных (10—30 м) вытянутых лавовых обособлений, выклинивающихся вверх и вниз по напластованию. По внутренней структуре эти лавовые обособления напоминают вытянутую подушечную отдельность (фиг. 3). В долине р. Памбак наклонно залегающие подушечные лавы и гниало-

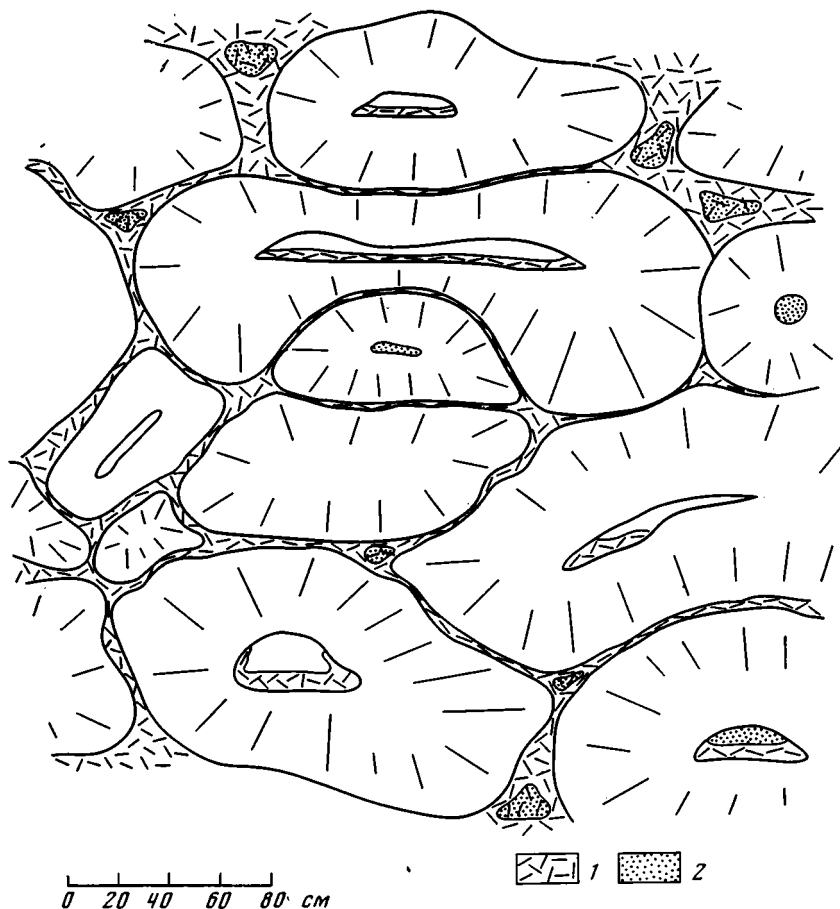
кластиты перекрываются мощным (до 30 м) потоком лав, залегающим горизонтально. В основании поток состоит из скоплений подушек или подушкообразных обособлений лавы, связанных с основным телом потока. Мощность этой части потока не более 1—3 м. Большая нижняя часть потока сложена базальтами с крупной вертикальной столбчатостью, а верхняя — базальтами с мелкой, сложно ориентированной столбчатостью. Смена типов столбчатости в лавовом потоке проходит по неровной волнистой границе. Этот лавовый поток быстро выклинивается, сменяясь по простиранию и частично перекрываясь наклонно залегающими подушечными лавами и гиалокластитам, выше которых залегает несколько мощных потоков субаэральных лав (фиг. 4). По своему строению лавовый поток, сложенный базальтами с различным типом столбчатой отдельности, сходен с лавами типа «куббаберг», широко распространенными в плейстоценовых отложениях Исландии. Здесь образование такой текстуры в базальтовых лавовых потоках связывается с быстрым охлаждением расплава затекающей на его поверхность водой [12].

Подушечные лавы сложены округлыми, овальными, иногда сильно вытянутой колбасообразной формы образованиями. В большинстве случаев они связаны друг с другом перемычками или представляют одно, сложно построенное ветвящееся тело. На участках с небольшим количеством гиалокластитового материала в стенке обнажения лавовые тела в зависимости от сечения могут быть округлыми или в различной степени вытянутыми. Размеры лавовых обособлений колеблются в широких пределах. Поперечные сечения их обычно составляют от 0,2 до 2,2 м, а продольные иногда достигают 25—30 м. Количество гиалокластитового материала и его сочетание с лавовым меняется от места к месту в широких пределах. Участки, у которых гиалокластика практически отсутствует, и даже промежутки между лавовыми обособлениями остаются пустыми, сменяются отдельными лавовыми подушками или их скоплениями, погруженными в гиалокластитовую массу (см. фиг. 3).

В местах скопления лав подушечной отдельности хорошо видно «обволакивание» и приспособление отдельных порций лавы к подстилающему их рельефу, в результате которого вместе с лавовым телом сжималась и возникшая внутри него полость. Наличие «внутриподушечных» полостей — характерный элемент лавовой толщи. Размеры их колеблются от 10—15 см до 1,0—1,5 м в поперечнике. Форма полостей весьма разнообразна. У небольших, округлых в поперечном срезе подушек полость чаще всего округлая. В крупных вытянутых или изометричной формы подушках полости, как правило, вытянутые, деформированные согласно с деформацией самой подушки на последней стадии ее пластичного существования. Часто полости имеют уплощенное днище и изогнутый, арочный свод (фиг. 5). На внутренней поверхности полостей нередко располагаются вытянутые борозды. Образование полостей может быть связано с вытеканием жидкого расплава из остывающей части обособившегося лавового потока. При этом вытекающие порции лавы образуют новые лавовые тела. В поперечном сечении лавовые тела разбиты системой радиальных трещин. Некоторые из этих трещин, зияющие наружу, рассекают собранную складочками «канатного» типа поверхность подушки.

Лавовые подушки имеют четко выраженное зональное строение. С внешней стороны они покрыты коркой базальтового стекла, в глубь подушки быстро сменяющейся сначала тонкокристаллическим, а затем в центральной части — хорошо раскристаллизованным базальтом с микроклеритовой структурой. Границы зон нечеткие.

Гиалокластитовый материал состоит из обломков стекла и тонко-раскристаллизованного базальта. Размер обломков колеблется в широких пределах, от долей миллиметра до 30 см. Обломки имеют остроугольную неправильную форму, часто с тонкими острыми углами и гранями. Среди крупных обломков по форме и особенностям структуры легко опознаются части небольших лавовых обособлений, развалившихся по системе радиальных трещин.



Фиг. 5. Строение подушечных лав нижнего горизонта
1 — светлый терригенный, алевропелитовый материал; 2 — аугигенный
глинистый материал темно-коричневого цвета

Подушечные лавы, лежащие на озерных осадках, содержат вблизи контакта значительное количество глинистого материала, который заполняет межподушечное пространство, выполняет трещины и полости в самих подушках и в большом количестве присутствует в гиалокластитах (см. фиг. 5). На некоторых участках межподушечного пространства глинистый материал обладает тончайшей горизонтальной слоистостью, на других — наряду с глинистым содержится алевроитовый и тонкозернистый песчаный материал. В ряде случаев удалось установить, что материал, заполняющий полости в подушечных лавах и в гиалокластитах, неоднороден. Дно и стенки полостей выстланы более светлым карбонатным веществом, а центральные части заполнены темно-коричневым очень тонким и однородным глинистым веществом. Рентгеновское изучение макроскопически разнородных типов глинистого вещества показало их разный состав. В нижнем горизонте подушечных лав среди глинистого вещества межподушечного пространства и в крупных полостях внутри самих подушек обнаружено большое количество ветвящихся трубчатых образований, напоминающих корневую систему растений. Одна часть этих образований сложена плотным глинистым материалом, а другая — полая, на внутренних стенках инкрустирована мелкими кристаллами цеолитов.

Образование подушечных лав и гиалокластитов связано с излиянием лав в водоем, образовавшийся в результате подпруживания лавами, вытекавшими по долине р. Дзорагет в долину р. Памбак. Длительное

существование в долине реки глубокого водоема, постоянно отступавшего перед фронтом лавовой «дамбы», продвигавшейся вверх по долине, способствовало накоплению в нем больших масс подушечных лав и гиалокластитов. Свидетельством быстрого накопления подушечных лав является хорошо сохранившийся на крутом склоне эоценовых отложений делювий, который не оползал, не перемывался, будучи быстро запечатанным под толщей подушечных лав (см. фиг. 2). Смена вверх по разрезу подушечных лав и гиалокластитов потоками субазральных лав отражает изменение обстановки накопления вулканитов. С момента, когда лавовая перемычка, перегородившая долину реки, поднялась выше уровня воды, затекавшие на ее поверхность лавы формировали только субазральные потоки. Вода подпруженной реки фильтровалась сквозь сильнопористое тело подушечных лав и гиалокластитов. С водой в толщу пород замывалась тонкая, главным образом глинистая взвесь аллювия. Формирование верхнего горизонта подушечных лав связано с возникновением на поверхности лавового плато озера и затеканием в него лав.

Состав и основные структурно-текстурные особенности базальтов. Петрографически базальты субазральных лавовых потоков и подушечных лав отличаются степенью раскристаллизации основной массы пород и наличием сидеромеланового стекла в гиалокластитах и в корках закала отдельных подушек. Корка закала подушечных лав сложена макроскопически черным стеклом. Максимальная толщина ее достигает 1,5—2 см. Под микроскопом это прозрачное стекло светло-желтого и буроватого цвета с $n \approx 1,565$, включающее переменное количество мелких кристаллов плагиоклаза и оливина. Встречаются также мелкие мезокристы оливина и плагиоклаза, иногда с округлыми заливами, вдающимися в кристаллы. В глубь подушек количество микролитов в стеклянной корке быстро увеличивается, и она сменяется сначала мелкими вариолитами, а затем переходит в полностью раскристаллизованную породу.

Структура основной массы интерсертальная: порода состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зерен оливина и радиально-лучистых, метельчатых и дендритовидных скоплений мелких игольчатых кристаллов пироксенов, рудных минералов и апатита.

Субазральные лавы сложены полнокристаллической породой с долевитовой или пойкилоофитовой структурой. Вкрапленники представлены в основном оливином, реже — плагиоклазом и клинопироксеном. Основная масса породы состоит из многочисленных беспорядочно расположенных призм плагиоклаза (лабрадора), в угловатых промежутках между которыми располагаются более мелкие, преимущественно таблитчатые или совершенно ксеноморфные плагиоклазы самой поздней генерации, а также кристаллы клинопироксена. При больших увеличениях в интерстициях между наиболее поздними плагиоклазами фиксируются ксеноморфные выделения щелочного полевого шпата. В основной массе равномерно распределены мелкие кристаллы оливина и рудного минерала; довольно много мелких кристалликов апатита, причем очень часто его иголки расположены внутри крупных кристаллов плагиоклаза [10].

Химический состав подушечных лав, субазральных лавовых потоков и гиалокластитов (табл. 1) практически идентичен и соответствует щелочному типу базальтов по классификации Куно [8]. Для всех пород характерно высокое содержание щелочей, причем содержание Na_2O резко преобладает над K_2O , несколько повышенная глиноземистость и железистость и пониженная магниальность. Обращает на себя внимание тот факт, что химический состав стекловатых корок, призакалочных и внутренних, раскристаллизованных частей подушек почти одинаков. Проведенное с помощью рентгеноспектрального микроанализатора изучение состава сидеромеланового стекла в различных участках закалочных зон (табл. 2) показало для большинства компонентов хорошую сходимость результатов с данными валового химического анализа. Исключение составляют: MgO , содержание которого во всех точках ниже, чем

Таблица 1

Химический состав базальтов долин рек Дебет и Памбак

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48,60	48,25	49,51	50,60	50,25	49,82	50,79	50,13	50,48	47,58	47,52	47,91
TiO ₂	1,34	1,45	1,68	1,67	1,65	1,64	1,36	1,43	1,42	1,76	1,80	1,80
Al ₂ O ₃	16,32	15,90	17,04	16,60	16,47	16,32	15,97	17,02	16,00	16,39	16,35	16,73
Fe ₂ O ₃	3,16	3,04	4,97	3,22	2,87	3,02	4,81	6,12	5,71	3,00	4,69	4,40
FeO	8,26	9,34	4,55	6,61	6,86	6,70	3,77	2,14	3,34	7,84	6,94	6,71
MnO	0,11	0,19	0,16	0,21	0,22	0,21	0,18	0,20	0,20	0,24	0,20	0,20
MgO	6,60	6,35	6,62	6,86	6,78	6,76	6,52	4,97	6,22	7,69	7,67	7,78
CaO	10,20	9,96	9,22	9,05	9,33	9,21	8,58	10,10	9,34	10,78	10,15	10,15
Na ₂ O	4,20	3,50	3,54	4,00	3,94	4,09	3,71	3,46	3,87	3,29	3,36	3,37
K ₂ O	1,10	0,90	0,29	0,93	0,84	0,98	1,12	0,65	0,90	0,43	0,37	0,30
P ₂ O ₅	Нет	0,43	0,35	0,39	0,45	0,35	0,41	0,44	0,41	0,38	0,42	0,41
H ₂ O ⁻	0,47	0,46	—	0,16	0,28	0,26	1,46	1,44	0,50	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,24	0,49	0,49	1,66	1,47	0,66	—	—	—
CO ₂	—	—	Нет	Нет	Нет	0,35	Нет	0,85	Нет	Нет	0,55	Нет
C	—	—	—	»	0,30	Нет	»	Нет	»	—	—	—
П.п.п.	0,13	0,16										
Сумма	100,49	99,93	97,93	100,54	100,73	100,20	100,34	100,42	99,05	99,38	100,02	99,76

Примечание. 1—6 — нижний горизонт подушечных базальтов (1 — стекловатая корка, 2 — внутренняя часть подушки [8], 3 — внутренняя часть подушки, обр. 153; образцы по разрезу одной подушки: 4 — стекловатая корка, обр. 197; 5 — приказочная часть, обр. 196; 6 — центральная часть подушки); 7—9 — нижний горизонт субаэральных долеритовых базальтов (7 — лавы с шаровой и скорлупчатой отдельностью, обр. 183; 8 — шлаковая корка, обр. 188; 9 — сильнопористый базальт, обр. 188); 10—12 — верхний горизонт подушечных базальтов (10 — стекловатая корка, обр. 134, 11 — приказочная часть, обр. 135; 12 — центральная часть подушки).

Химический состав сидеромеланового стекла, результаты рентгеноспектрального микроанализа

Элемент		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO (сум- марное)	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Сидеромелановое стекло корки закала	между кристаллами	51,034	2,290	15,169	10,048	4,675	8,684	4,378	1,518	97,796
		50,868	2,269	15,217	10,024	4,579	8,709	4,407	1,513	97,856
	внутри зерна оливина	51,733	2,609	15,161	8,217	4,687	9,095	4,158	1,757	97,417

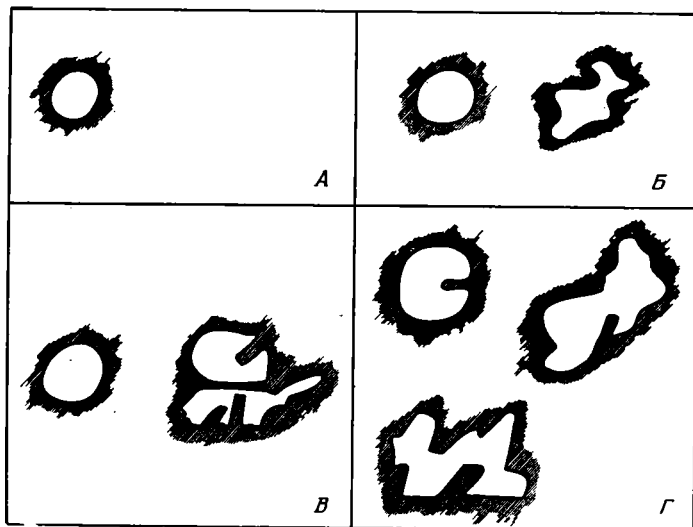
по данным «мокрой» химии, и TiO₂, содержание которого в точках выше. Эти различия отражают особенности распространения петрогенных компонентов в базальтах различной степени раскристаллизации. Большое количество магния в валовых пробах пород по сравнению со стеклом связано с заметной концентрацией этого элемента в оливинах и пироксенах даже в слабодискристаллизованных базальтах. Титан в такого типа породах в основном содержится в стеклянной фазе [2].

Интенсивность изменения базальтов и гиадокластитов в значительной степени зависит от их проницаемости. За исключением рыхлых гиадокластитов, проницаемость лавовых тел определяется степенью их пористости и трещиноватости. Пористость в субаэральных и субаквальных базальтах распределена неравномерно. Она значительно увеличивается в подошве и кровле лавовых потоков, а также в некоторых зонах массового скопления выделявшегося из расплава газа (газовые трубки). Хорошо раскристаллизованные долеритовые базальты субаэральных потоков значительно более пористы, чем лавы внутренних частей подушек.

Форма газовых пустот разнообразна и зависит от степени (и, видимо, скорости) раскристаллизации расплава (фиг. 6). В стекловатой корке закала, содержащей небольшое количество кристаллической фазы, присутствуют в основном мелкие (доли миллиметра) круглые газовые пустоты. В зоне развития вариолитовых структур наряду с круглыми газовыми пустотами отмечаются пустоты неправильной, иногда амебовидной формы с округлыми очертаниями, размещающиеся между отдельными вариолями или их скоплениями. В основной массе пород лавовых подушек, а также в кровле и подошве субаэральных лавовых потоков, в зоне распространения метельчатых и дендритовидных выделений пироксенов наряду с округлыми и овальными наблюдаются газовые пустоты неправильной, угловато-округлой формы. Здесь размеры пор варьируют в широких пределах — от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Нередко стенки таких газовых пустот «проткнуты» мелкими кристаллами, торчащими внутрь или соединяющими противоположные стороны пустот. Довольно часто удлинённые кристаллы ориентированы параллельно стенкам газовых пустот.

В полнокристаллических и хорошо раскристаллизованных крупных подушках и массивных субаэральных лавах различаются газовые пустоты двух морфологических типов. Один тип включает крупные овальные, вытянутые и изгибающиеся с плавными очертаниями пустоты размером от первых миллиметров до нескольких сантиметров по длинной оси. Характерно хаотичное размещение удлинённых плагиоклазов и пироксенов у стенок пустот, иногда «протыкание» их отдельными кристаллами. Реже мелкие и удлинённые кристаллы ориентированы параллельно стенкам газовых пустот. Другой тип представлен в основном мельчайшими (доли миллиметра) неправильной и угловатой формы полостями среди хаотично расположенных кристаллов (интерстиционная пористость).

Смена круглых газовых пустот в стекле корки закала на интерстиционные пустоты неправильной формы в полнокристаллических базальтах отражает условия выделения газовой фазы на различных этапах кристаллизации расплава. Круглые пустоты образовались на стадии



Фиг. 6. Морфологические типы газовых полостей базальтов разной степени раскристаллизации

А—Б — корка закала: *А* — стекло с редкими «плавающими» кристаллами оливина и плагиоклаза; структура витрофировая; *Б* — стекло с большим количеством кристаллов оливина и плагиоклаза и пироксеновыми вариолитовыми оторочками, структура вариолитовая; *В* — кровля и подошва лавовых потоков, зоны газовой продувки, основная масса подушечных лав. Порода долеритовой структуры с мезокристами оливина и плагиоклаза, микролиты плагиоклаза и оливина, метельчатые и дендритовидные кристаллы пироксена и рудных; *Г* — основная часть субаэральных лавовых потоков. Порода офитовой структуры. Главные минералы: оливин, плагиоклаз, пироксен и рудные

свободного выделения газа из остывающего и кристаллизующегося расплава. На этой стадии газ, проходивший сквозь расплав, способен был раздвигать и ориентировать мелкие кристаллы. Угловатые неправильной формы пустоты образовались на последней стадии кристаллизации расплава, когда выделявшийся газ вынужден был проходить сквозь жесткий пористый каркас кристаллов. В верхних лавовых потоках долеритовых базальтов газовые пустоты обоих типов всегда пустые. Ниже по разрезу газовые пустоты всех рассмотренных типов, как правило, частично или полностью минерализованы.

Состав и распределение вторичных минералов. За исключением нескольких верхних лавовых потоков, вторичные минералы обнаружены во всех горизонтах базальтовой толщи, обнажающейся в долинах рек Дебет и Памбак [10]. Наиболее интенсивно изменены породы нижнего горизонта подушечных лав и гиалокластитов. Здесь вторичные минералы замещают стекло, оливин и плагиоклазы, заполняют пустоты и цементируют мелкие обломки гиалокластитов. Степень изменения базальтов субаэральных потоков и второго горизонта подушечных лав очень близкая — эти породы изменены слабо и неравномерно, причем количественное содержание вторичных минералов в пределах одного обнажения непостоянно. Наиболее плотные разности пород под микроскопом выглядят неизмененными.

В составе вторичных минералов нижней толщи подушечных лав установлены смектиты, цеолиты, апофиллит, кальцит. В вышележащих субаэральных и подушечных лавах верхнего горизонта — смектит, кальцит, гидроокислы железа. Палагонит широко развит в обеих толщах подушечных лав как продукт изменения стекла корки закала подушек и гиалокластитов.

В стекле корки закала и в раскристаллизованных базальтах часть газовых пустот заполнена концентрически-зональными смектитами, а в центральной части этих полостей иногда располагаются цеолиты. В ряде случаев отмечено заполнение газовых пустот кальцитом или кальцитом и смектитами. Важно подчеркнуть, что в одном и том же образце могут

быть встречены газовые пустоты с вторичными минералами и без них. Такая же минерализация наблюдается и в трещинках, рассекающих обломки вулканогенных пород. Особенно интенсивно глинистые минералы развиты в сидеромелановых гиалокластитах, где они замещают стекло по краям обломков и трещинкам. В сильно измененных подушечных базальтах глинистые минералы замещают оливин, плагиоклазы и заполняют все поровое пространство.

На контакте глинистого вещества с сидеромелановым стеклом обычно хорошо развита зона палагонитизации. В ряде случаев отмечено заполнение газовых пустот вторичными минералами и очень слабое развитие «корешкового» палагонита (зона растворения стекла) [1] на контакте с ними. В некоторых образцах установлено, что стекло по краям обломков и трещинкам замещается только палагонитом, а глинистые минералы и цеолиты слагают цемент в межзерновом пространстве.

В гиалокластитах аутигенные глинистые минералы и цеолиты проникают по трещинкам и пористым зонам в терригенный глинисто-алевритовый заполнитель, полностью замещая его на некоторых участках.

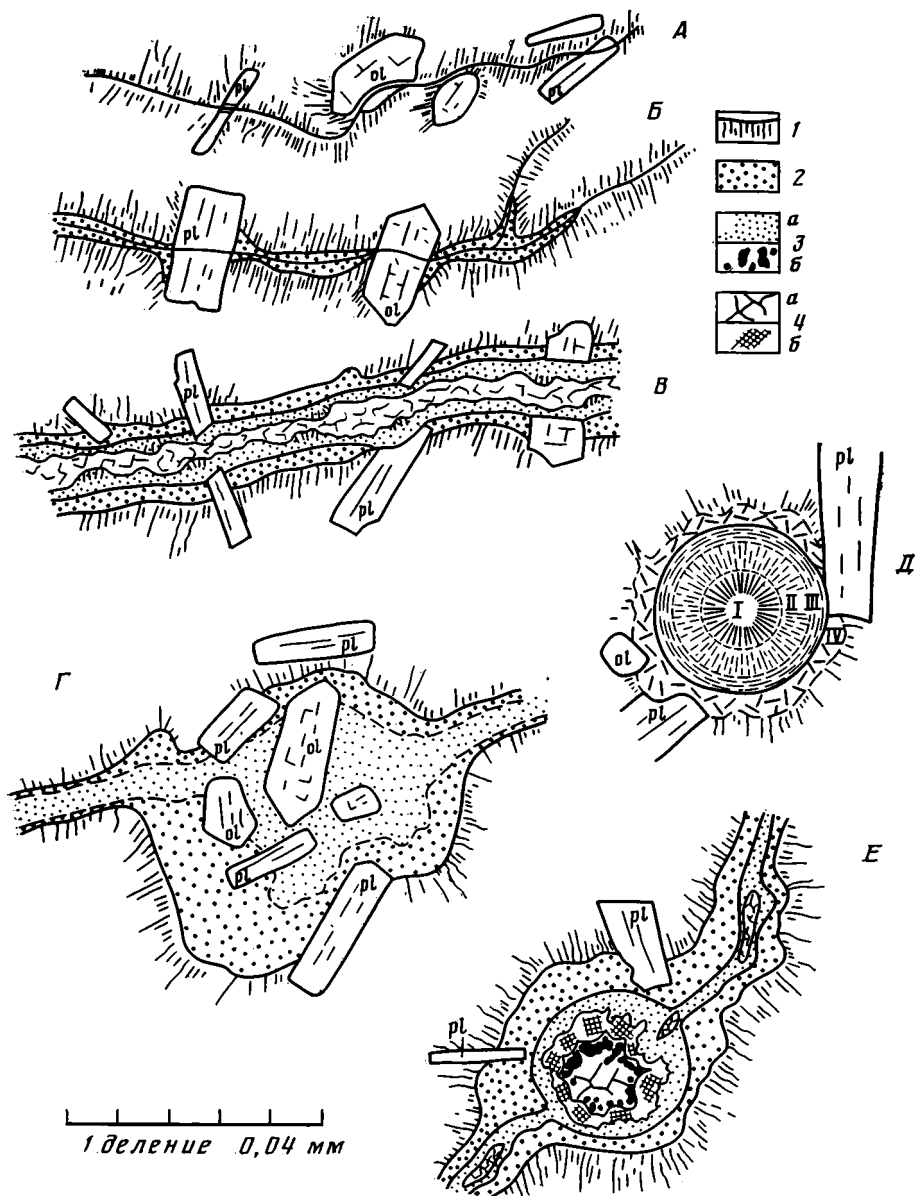
Характер взаимоотношения палагонита, глинистых минералов, цеолитов показан на фиг. 7. Рассмотрим подробнее особенности строения и состава палагонита.

Растворение сидеромеланового стекла и формирование палагонита происходило с поверхности обломков и по рассекающим их трещинкам. Растворение стекла и образование палагонита — два одновременно происходящих процесса, постепенно сменяющих друг друга в пространстве. Замещение палагонитом стекла убедительно доказывается разделяющей их резкой границей и существованием зоны растворения стекла непосредственно у контакта с палагонитом. Растворение стекла происходило с поверхности и проникало по трещинкам вглубь. Крупные обломки в центре сохраняют ядро из неизмененного стекла, мелкие обломки полностью замещены палагонитом (фиг. 8, а).

Формирование палагонита происходило без изменения объема растворившегося стекла. В шлифах хорошо видно, что при пересечении кристаллов трещинками, по которым происходила палагонитизация, расширения трещин и раздвижения кристаллов не происходило (см. фиг. 7). В обломках стекла, полностью замещившихся палагонитом, внешние контуры и форма газовых пустот не деформированы, а положение включенных в стекло кристаллов остается неизменным. Палагонит состоит из нескольких зон аморфного изотропного вещества, отличающихся по цвету и структуре. В пределах одного обнажения на обломках примерно равной величины сохраняется одинаковая последовательность смены зон. На обломках разного размера наблюдается различное число зон в палагоните. Самые мелкие из них полностью замещены палагонитом, по цвету и структуре сходным с внешней зоной (Г) хорошо развитого палагонита (см. фиг. 8, а). На более крупных обломках развиты две зоны, сопоставляющиеся последовательно с внешними зонами широких палагонитизированных каемок. Подобное соотношение зон палагонитизации свидетельствует о последовательном их образовании — сначала внешней Г, затем В и т. д.

Химический состав свежего стекла, «корешкового» и синтезированного палагонита получен с помощью рентгеноспектрального микрозондирования¹. Эти данные свидетельствуют об удалении из стекла в различном количестве всех петрогенных элементов, за исключением титана и железа. Содержание последних как будто даже увеличивается. Отсутствие миграции титана и железа в процессе замещения сидеромеланового стекла палагонитом рассматривается в ряде работ [4, 11]. Установлено, что кажущееся увеличение этих элементов отражает значительно большую плотность исходного стекла по сравнению с образующимся палагонитом. Отсутствие обогащения палагонита титаном и же-

¹ Рентгеноспектральный микроанализ проводился Г. В. Карповой в лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН АН СССР.

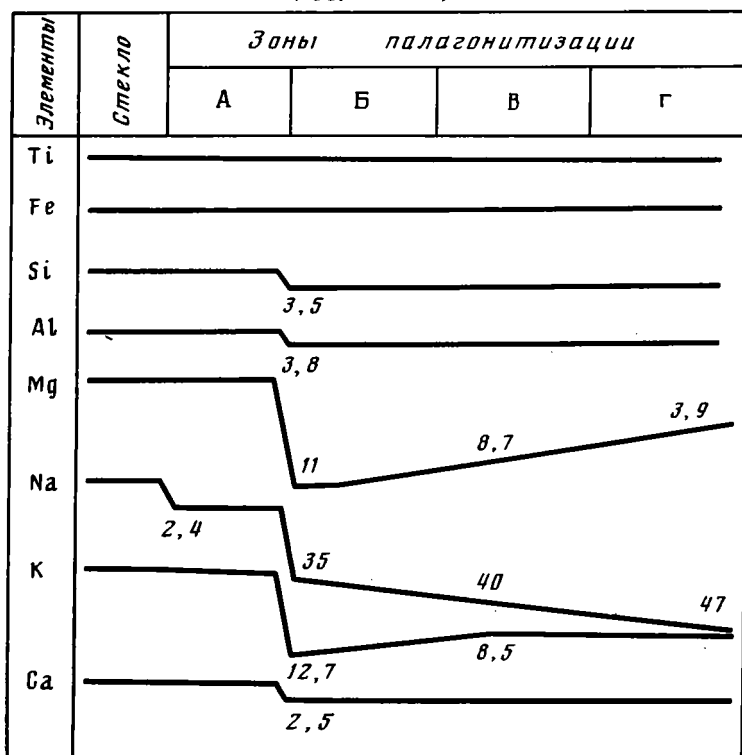
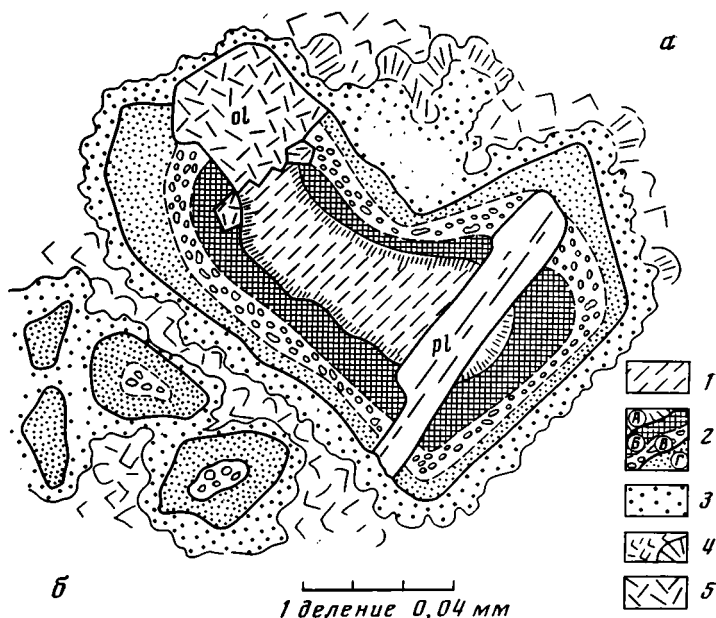


Фиг. 7. Преобразование сидеромелановой корки закала нижнего горизонта подушечных лав (зарисовки со шлифов)

А—Г — последовательность образования палагонита и вторичных минералов в трещинках (А—Б — трещинки сомкнуты, В—Г — минералообразование во время раскрытия и расширения трещин); Д — схема взаимоотношения зональных смектитов, заполняющих газовые пустоты; Е — схема взаимоотношения палагонита, двух одновременных типов смектитов и цеолитов, образовавшихся во время раскрытия и расширения трещин. 1 — зона растворения стекла (корешковый палагонит); 2 — зона синтеза зонального палагонита; 3 — смектит (а — микроагрегатной и чешуйчатой структуры, б — глобулярный); 4 — цеолиты (а — ромбоэдрические, б — радиально-лучистые); Pl — плагиоклаз, Ol — оливин)

лезом выявляется также при пересчете содержания петрогенных элементов на безводный состав и анализе их подвижности по методу элемента-свидетеля [5].

В рассматриваемом случае наиболее подвижными элементами являются натрий, магний, калий. Распространение их в палагоните неравно-



Фиг. 8. Схема замещения стекла зональным палагонитом (а) и характер изменения химического состава сидеромеланового стекла в зоне замещения зональным палагонитом по данным микрозондового анализа (б); цифрами показано изменение содержания элементов по отношению к титану

1 — сидеромелановое стекло; 2 — зональный палагонит (А — зона растворения стекла, корешковый палагонит, Б — синтезированный палагонит желто-коричневого цвета с грубым рельефом, В — палагонит лимонно-желтого цвета, комковатой (крупнопористой) структуры, Г — палагонит зеленого цвета); 3 — глинистое вещество, колломорфное, синтезированное из раствора; 4 — цеолиты; 5 — оливин. Зарисовка со шлифа

мерно (табл. 3, см. фиг. 8, б). Обедненная магнием и калием зона палагонита непосредственно примыкает к стеклу. Наоборот, внешняя зона палагонита содержит наименьшее количество натрия. Для остальных анализировавшихся элементов (кремний, алюминий, кальций) характерно более равномерное распределение в палагоните.

Сопоставление данных содержания отдельных элементов в стекле и палагоните позволяет представить ряд подвижности элементов в зоне палагонитизации следующим образом: $\text{Na} > \text{Mg} > \text{K} \approx \text{Al} \approx \text{Si} > \text{Ca} > \text{Fe} = \text{Ti}$. Аутигенные глинистые минералы, цеолиты, кальцит заполняют систему зияющих трещин, развиты в газовых полостях и пустотах межзернового пространства. Наличие свободного пространства в трещинках способствовало формированию глинистого вещества в виде почковидных выростов, располагающихся на противоположных сторонах зияющей трещины (см. фиг. 7).

В шлифах гиалокластиков хорошо различаются два типа (светлое и темное) глинистого вещества, заполняющего поровое пространство между обломками. По составу и структуре они различаются достаточно резко. Темное глинистое вещество однородно, нередко разбито полигональной системой трещин дегидратации. В поле развития глинистого вещества этого типа часто встречается апофиллит в виде мельчайших, округлой и овальной форм друз кристаллов. Светлое глинистое вещество слагает периферические части пустот и нередко включает большое количество терригенных частиц разного состава алевритовой размерности. В шлифах оно сходно со светлым глинистым материалом, заполняющим промежутки между лавовыми подушками.

В подушечных лавах и в гиалокластитах между обломками иногда в большом количестве располагается терригенный глинистый материал, принесенный подземными водами, промывавшими сильнопористые породы в пределах погребенной речной долины. Терригенное глинистое вещество отличается очень низким двупреломлением, точечной и микроагрегатной поляризацией. Из структурных взаимоотношений хорошо видно, что основная масса аутигенных смектитов образовалась раньше цеолитов (см. фиг. 7). В некоторых газовых пустотах и крупных трещинках в промежутках между отдельными кристаллами цеолитов и их сростков располагается ярко-зеленое мелкоглобулярное глинистое вещество с мелкоагрегатной поляризацией и низким двупреломлением. Исходя из структурных взаимоотношений наиболее вероятным представляется повторное, более позднее заполнение глинистыми минералами открытых полостей в цеолитовом цементе (см. фиг. 7).

Среди цеолитов выделяются два морфологических типа: радиальнолучистые агрегаты, развитые на стенках трещинок, газовых пустот и полостей, и ромбоэдрические кристаллы, заполняющие центральные части газовых пустот, трещинок и другого типа пустоты (фиг. 9, а, б). Согласно рентгеноструктурным исследованиям², оба морфологических типа состоят из шабазита (90%) и дакиардита (10%) с суммарным составом, %: SiO_2 47,06; Al_2O_3 17,22; CaO 9,07; Na_2O 0,3 и K_2O 2,2. Кроме шабазита и дакиардита в выделенных тонкодисперсных фракциях установлено присутствие клиноптилолит-гейландита, филлипсита и стильбита [3].

Верхняя толща подушечных лав изменена слабее нижней. Здесь установлены палагонит, замещающий сидеромелановое стекло корки закала, глинистые минералы, гидроокислы железа, кальцит. В пределах одного шлифа слабо измененные участки породы чередуются со свежими. Большая часть газовых пустот как в закалочном стекле, так и в раскристаллизованной массе породы остается свободной, часть из них выполнена кальцитом.

Характер изменения субаэральных потоков, за исключением самых верхних, однотипен по всему разрезу. Комплекс вторичных минералов включает смектиты, карбонаты, опал и гидроокислы железа, очень редко встречаются цеолиты.

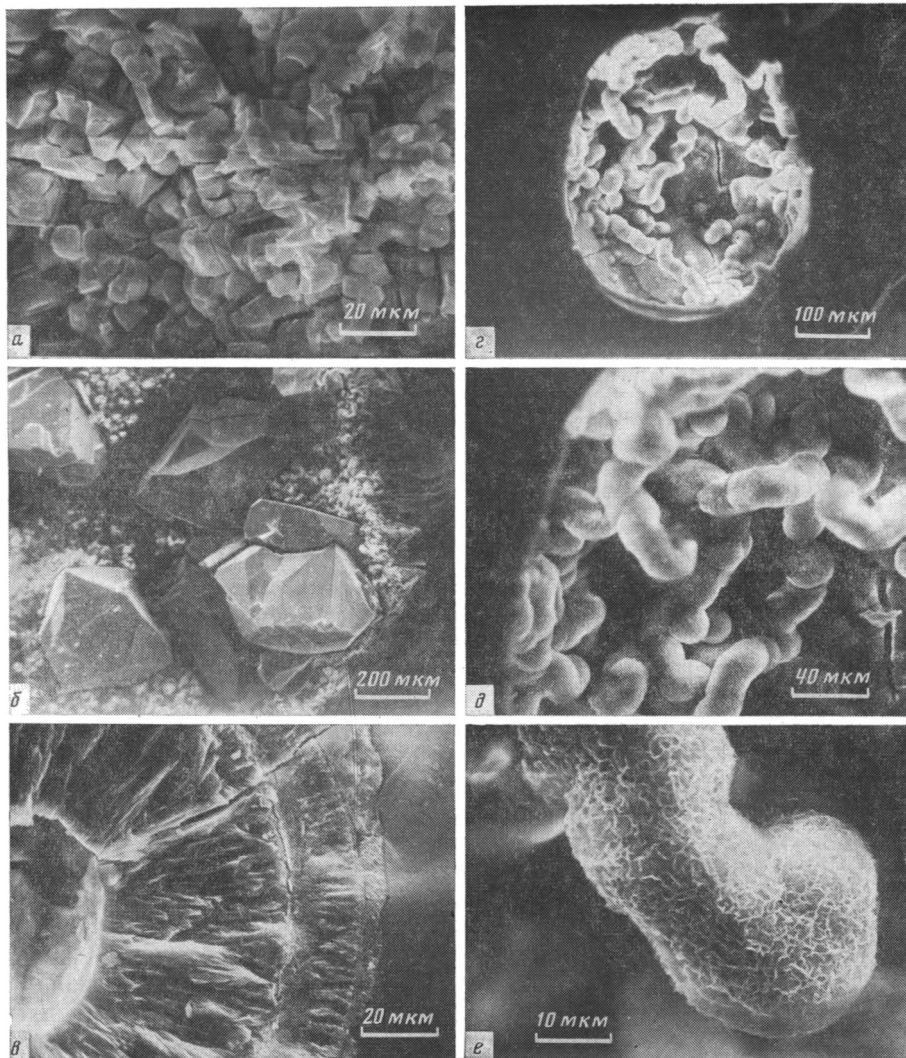
² Исследование цеолитов выполнено Г. В. Соколовой в лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН АН СССР.

Таблица 3

Химический состав сидеромеланового стекла и разных зон палагонита, %

Объект исследования	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO (суммарное)	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Cr ₂ O ₃	Сумма
<i>Результаты рентгеноспектрального микроанализа</i>											
Стекло	51,034	2,290	15,169	10,048	4,675	8,684	4,378	1,518	He опр.	He опр.	97,796
Палагонит зоны А	52,492	2,301	15,114	10,838	4,844	8,736	1,847	1,451	0,175	0,032	97,830
Б	39,876	5,659	9,701	22,820	0,983	8,651	0,308	0,295	0,109	0,204	88,606
В	38,630	5,589	9,503	23,846	1,319	8,308	0,265	0,432	0,144	0,214	88,250
Г	39,381	5,481	9,212	23,504	2,852	7,747	0,220	0,428	0,303	0,103	89,231
<i>То же, пересчитанное на безводный состав</i>											
Стекло	52,18	2,34	15,51	10,27	4,78	8,88	4,48	1,55	—	—	99,99
Палагонит зоны А	53,66	2,35	15,45	11,08	4,95	8,93	1,89	1,48	0,18	0,032	100,00
Б	45,01	6,37	10,95	25,76	1,11	9,77	0,35	0,33	0,12	0,23	100,00
В	43,77	6,34	10,77	27,02	1,49	9,42	0,30	0,49	0,16	0,24	100,00
Г	44,13	6,14	10,32	26,34	3,20	8,68	0,25	0,48	0,34	0,12	100,00
<i>Отношение к TiO₂</i>											
Стекло	0,04	—	0,15	0,22	0,49	0,26	0,52	1,51	—	—	—
Палагонит зоны А	0,04	—	0,15	0,21	0,47	0,26	1,24	1,58	—	—	—
Б	0,14	—	0,58	0,24	5,73	0,65	18,2	19,30	—	—	—
В	0,14	—	0,58	0,23	4,25	0,67	21,13	12,93	—	—	—
Г	0,14	—	0,59	0,23	1,91	0,70	24,56	12,79	—	—	—

Примечание. Обозначение зон (А — Г) соответствует таковым на фиг. 8, а.



Фиг. 9. Цеолиты и смектиты в трещине и газовых пустотах сидеромеланового стекла (снимки со сканирующего электронного микроскопа)

a — поперечный разрез радиально-лучистого агрегата кристаллов шабазита в трещине; *б* — взаимоотношение крупных ромбоэдрических кристаллов и радиально-лучистых агрегатов шабазита в газовой пустоте стекла; *в* — зональный смектит в газовой пустоте; *г* — натечные формы смектита в газовой пустоте; *д*, *е* — детали строения натечного смектита

Аутигенные минералы в самых верхних потоках субазеральных базальтов не обнаружены. В других частях разреза субазеральных лав наблюдаются измененные отдельные участки, размеры которых могут колебаться от нескольких сантиметров до нескольких метров. Измененные участки потоков характеризуются округло-глыбовой, псевдошаровой и луковично-скорлуповатой отдельностями. В этих лавах наиболее сильно изменены зерна оливина, а также плагиоклазы и рудные минералы. Смектиты замещают большую часть зерен оливина, развиты по трещинкам, секущим породу. В составе смектитов, замещающих оливин, различают два типа: 1) окрашенные в зеленый цвет, образующие поликристаллические выделения с четким плеохроизмом и 2) бледно-зеленые или бесцветные с низким преломлением и микроагрегатной структурой. На месте полностью разрушенных зерен оливина часто располагаются колломорфные глобулярные выделения опала, который формировался после смектитов, наследуя их структуру.

Состав и распределение глинистых минералов. Изучались тонкодисперсные фракции всех типов пород аллювиально-озерных отложений, подстилающих горизонты подушечных лав. В потоках подушечных лав изучалось глинистое вещество, выполняющее межподушечное пространство, присутствующее в гиалокластитах, в полостях и камерах как межподушечного пространства, так и самих подушек. Состав глинистого вещества из газовых пустот и межзернового пространства базальтов и гиалокластитов определялся с помощью рентгеноспектрального микрозондирования.

На фиг. 10 приведены дифрактограммы от ориентированных препаратов для двух образцов, принадлежащих делювию (обр. 172) и глинистому осадку (обр. 172а). Как видно, на обеих дифрактограммах фиксируются целочисленные серии базальных отражений с $d(001)=14,8 \text{ \AA}$, принадлежащие смектиту. Значения $d(060)$, составляющие в обр. 172, 1, 501 $\text{\AA}$, в обр. 172а, 1, 519 $\text{\AA}$, свидетельствуют о диоктаэдрической природе минералов.

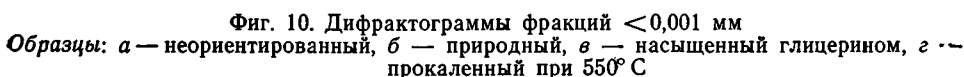
Рассчитанные на основании данных химических анализов (табл. 4) приближенные кристаллохимические формулы минералов имеют вид: для обр. 172а — $\text{Ca}_{0,55}\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,02}(\text{Si}_{3,41}\text{Al}_{0,59})(\text{Al}_{0,33}\text{Fe}_{0,72}^{3+}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Mg}_{0,74})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$; для обр. 172 — $\text{Ca}_{0,28}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,11}\text{Mg}_{0,17}(\text{Si}_{3,58}\text{Al}_{0,42})(\text{Al}_{0,84}\text{Fe}_{0,56}^{3+}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Mg}_{0,58}) \cdot \text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Состав минералов позволяет отнести их к нормально-железистым бейделлитам с необычно высоким для этой группы минералов зарядом октаэдрических сеток.

Междолеритовые осадки, представляющие собой толщу переслаивания озерных глин, алевролитов и песчаников, характеризуются присутствием в тонкодисперсных фракциях всех типов также диоктаэдрического смектита — бейделлита, который является основным компонентом фракций. Вместе с ним на дифрактограммах присутствуют отражения, принадлежащие хлориту и гидрослюда.

Состав глинистого вещества из межподушечного пространства подушечных лав нижнего горизонта, где поток характеризуется чрезвычайным обилием лавовых шаров, их большим размером и почти полным отсутствием гиалокластики, поликомпонентен. Основной фазой является диоктаэдрический монтмориллонит, который, судя по рентгеновским данным (см. фиг. 10, обр. 126) и данным химического анализа (см. табл. 4), относится к бейделлиту. Кроме того, в образцах в незначительном количестве фиксируются разбухающий хлорит и гидрослюда, присутствие которых не позволило получить состав смектита.

Диоктаэдрический монтмориллонит установлен также в некоторых образцах глинистого вещества, присутствующего в гиалокластитах. В ассоциации с ним находится гидрослюда и хлорит (следы), а также цеолиты (см. фиг. 10, обр. 111; табл. 4). В табл. 5 приведены результаты изучения состава глинистого вещества в палагонитизированной сидеромелановой гиалокластике, проведенного с помощью рентгеноспектрального микроанализатора. В шлифах было установлено, что глинистое вещество светлой зоны является привнесенным и имеет состав, отвечающий диоктаэдрическому монтмориллониту, $\text{Ca}_{0,38}\text{Na}_{0,21}\text{K}_{0,07}(\text{Si}_{3,72} \times \text{Al}_{0,28})(\text{Al}_{1,51}\text{Fe}_{0,13}^{3+}\text{Mg}_{0,17})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. В зоне темного глинистого вещества мы имеем дело, очевидно, с ассоциацией ди- и триоктаэдрических фаз, последняя из которых является синтезированной. Суммарный состав обеих фаз имеет вид: $\text{Ca}_{0,17}\text{Na}_{0,25}\text{K}_{0,11}(\text{Si}_{3,60}\text{Al}_{0,40})(\text{Al}_{1,16}\text{Fe}_{0,32}^{3+}\text{Mg}_{0,63}) \times \text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

В гиалокластитах, непосредственно контактирующих с вулканогенным эоценом в том разрезе, где нижний поток подушечных лав «прилепает» к нему, установлен триоктаэдрический смектит (значение $d(060) = 1,533$), хотя в химическом анализе минерала (см. табл. 4, обр. 156) содержится значительное количество трехвалентных катионов железа. Состав минерала, рассчитанный по стандартной методике, имеет вид: $\text{Ca}_{0,34}\text{Na}_{0,11}\text{K}_{0,06}(\text{Si}_{3,44}\text{Al}_{0,56})(\text{Al}_{0,68}\text{Fe}_{0,62}^{3+}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{0,88})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.



Химический состав фракций $<0,001$ мм, полученный из более светлого глинистого вещества, приведен в табл. 4, а некоторые типичные дифрактограммы — на фиг. 10. Образцы 105 и 165 были отобраны из меж-

Компо- нент	Номера							
	172а	172	126	111	156	105	165	157
SiO ₂	39,89	46,78	49,00	41,93	43,13	49,43	47,23	49,20
TiO ₂	2,38	0,79	0,73	0,36	1,53	0,64	0,59	0,59
Al ₂ O ₃	11,65	14,07	12,47	12,18	13,23	15,39	13,37	13,77
Fe ₂ O ₃	11,17	9,75	10,86	7,88	10,47	6,37	10,36	7,93
FeO	0,27	0,28	0,92	0,23	0,25	0,21	0,21	0,45
CaO	7,37	3,13	1,51	13,20	3,98	3,55	3,17	2,65
MgO	5,78	6,52	6,55	3,59	7,36	6,43	7,01	7,30
MnO	0,33	0,33	0,08	0,23	0,20	0,08	0,15	0,07
Na ₂ O	0,19	0,43	0,45	0,25	0,73	0,68	0,56	0,34
K ₂ O	0,23	1,11	1,56	1,37	0,65	2,06	1,88	4,10
H ₂ O ⁻	He опр.	He опр.	8,66	He опр.	He опр.	7,36	7,60	7,22
H ₂ O ⁺	»	»	6,67	»	»	7,31	7,03	5,91
CO ₂	»	»	Нет	5,50	Нет	Нет	0,30	Нет
C	»	»	»	»	He опр.	»	0,27	»
P ₂ O ₅	0,42	0,16	0,08	0,67	0,43	0,03	0,05	0,05
Сумма	79,68	83,35	99,54	87,39	81,96	99,54	99,78	99,58

подушечного пространства, образец 157 — из огромной трубообразной полости, в которой глинистое вещество все пронизано цеолитизированной корневой системой, образцы 191 и 192 — из полости в межподушечном пространстве, причем образец 192 представлен тонкослоистым глинистым материалом, а образец 191 — песчаным, тонкомелкозернистым. На дифрактограммах от ориентированных препаратов в природном и подвергнутом различным обработкам фиксируются отражения, характерные для минералов из группы смектита. Значения $d(060)$ свидетельствуют о том, что в обр. 105, 157 и 165 приблизительно в равных количественных соотношениях присутствует две фазы — ди- и триоктаэдрическая, а в обр. 191 и 192 триоктаэдрическая фаза заметно преобладает. Кроме того, в некоторых образцах отмечается незначительное количество хлорита и следы гидрослюдистого минерала; во всех образцах на дифрактограммах регистрируются отражения, принадлежащие минералам из группы цеолитов. Наличие сопутствующих фаз не позволило получить состав чистого смектита. Отметим, что приведенные в табл. 4 данные химического состава фракций <0,001 мм всех этих образцов характеризуются повышенным содержанием K₂O, связанным, очевидно, не только с гидрослюдистым компонентом, но и с цеолитами.

Темно-коричневый, шоколадный глинистый материал, выполняющий центральные части межподушечных камер, а также присутствующий в межподушечном пространстве вблизи контакта подушечных лав с эоценовыми породами, представлен мономинеральным триоктаэдрическим смектитом со значениями $d(060)$, равными 1,529—1,527 Å (см. фиг. 9, обр. 108, 175). Химические составы смектитсодержащих фракций приведены в табл. 5. Структурные формулы, рассчитанные на основании этих данных по стандартной методике на анионный каркас O₁₀(OH)₂ на $\frac{1}{2}$ элементарной ячейки, имеют вид: для обр. 108 — Ca_{0,15}Na_{0,03}K_{0,08} × (Si_{3,36}Al_{0,64})(Al_{0,17}Fe_{0,76}Fe_{0,02}Mg_{1,70}), для обр. 175 — Ca_{0,16}Na_{0,02}K_{0,05} × (Si_{3,43}Al_{0,57})(Al_{0,27}Fe_{0,79}Fe_{0,01}Mg_{1,47}).

Как видно, сумма октаэдрических катионов в этих формулах является промежуточной между значениями этих сумм, характерных для ди- и триоктаэдрических минералов. Обращает внимание слишком высокое для триоктаэдрических смектитов содержание Fe³⁺ в слоях 2:1 структуры минералов; необычно также распределение зарядов по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям. После определения количества гидроксильной воды методом термогравиметрического анализа структурные формулы минералов, рассчитанные на анионный каркас

из осадочных и вулканогенных пород, %

образцов								
191	192	108	175	195	196	150	147	184
44,82	46,38	42,91	44,04	48,95	47,65	45,09	46,87	41,23
0,52	0,45	0,09	0,22	1,57	1,45	0,47	0,51	0,19
11,51	13,29	8,54	9,20	17,43	16,82	9,61	10,32	10,42
10,75	9,05	12,61	13,57	3,26	3,45	12,58	9,97	14,92
0,24	0,13	0,33	0,13	5,20	5,04	0,51	0,75	0,12
5,85	2,42	1,89	1,93	8,88	8,63	2,89	2,54	3,31
7,56	9,32	14,11	12,54	4,41	4,64	10,54	12,02	9,70
0,22	0,17	0,07	0,17	0,22	0,23	0,06	0,03	0,37
0,43	0,35	0,19	0,15	3,83	3,73	0,23	0,34	0,94
1,82	1,75	0,76	0,50	0,72	0,68	0,84	1,22	0,48
He опр.	He опр.	4,83	He опр.	He опр.	He опр.	10,42	9,63	He опр.
»	»	13,55	»	»	»	6,44	5,35	»
1,25	Нет	0,20	Нет	Нет	»	Нет	Нет	Нет
0,52	0,33	0,05	0,16	0,43	»	»	»	0,68
0,51	0,16	0,04	0,15	0,41	0,44	0,04	0,05	0,45
86,20	83,80	100,17	82,76	95,31	92,76	99,72	99,60	82,81

$O_{10}[O_x(OH)_{2-x}]$, имеют вид: для обр. 108 — $K_{0,08}Na_{0,03}Ca_{0,17}(Si_{3,47}Al_{0,53}) \times (Al_{0,30}Fe_{0,92}^{3+}Fe_{0,02}^{2+}Mg_{1,76})O_{10}O_{1,12}(OH)_{0,88}$, для обр. 175 — $K_{0,05}Na_{0,02} \times Ca_{0,18}(Si_{3,53}Al_{0,47})(Al_{0,35}Fe_{0,80}^{3+}Fe_{0,01}^{2+}Mg_{1,74})O_{10}O_{1,20}(OH)_{0,8}$.

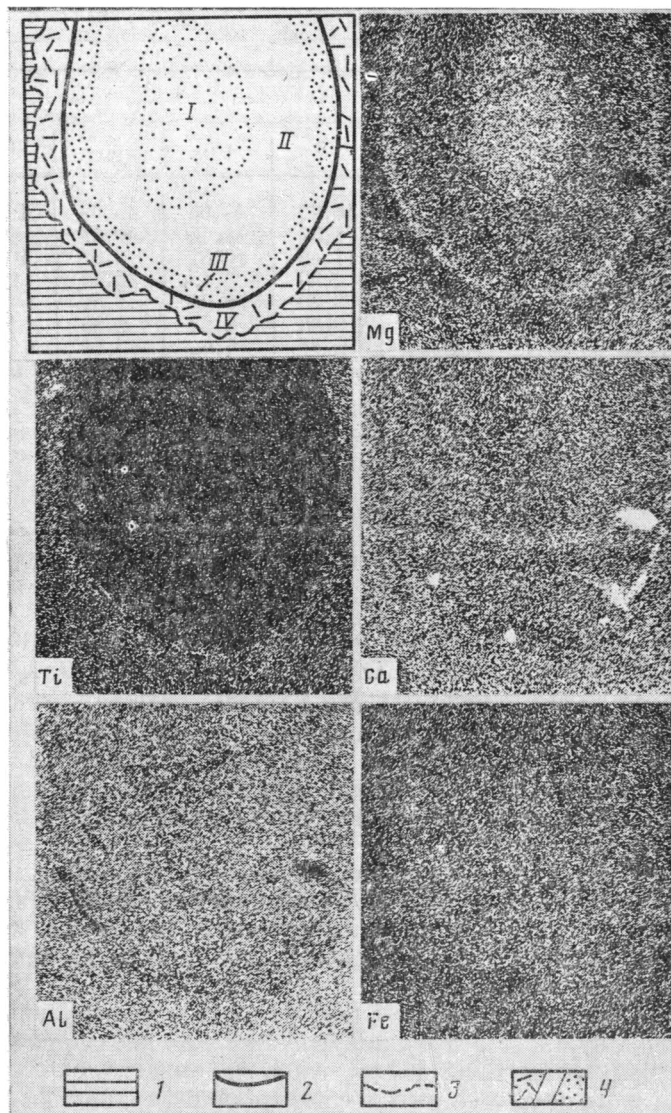
Таким образом, несмотря на высокое содержание Fe^{3+} , смектиты оказываются триоктаэдрическими и гидроксилдефицитными. При этом избыточный положительный заряд октаэдрических сеток слоев 2:1 почти полностью компенсируется за счет замещения части OH-групп на атомы кислорода.

Глинистый материал в верхних подушечных базальтах, выполняющий межподушечное пространство и «пропитывающий» гналокластику, представлен исключительно диоктаэдрическим смектитом, являющимся основным компонентом тонкодисперсных фракций. В ассоциации с ним находятся хлорит и гидрослюда.

Глинистое вещество, заполняющее полости в центральных камерах самих подушек нижнего потока подушечных лав, представлено триоктаэдрическим смектитом (фиг. 11, см. табл. 4), кристаллохимической спецификой которого является высокое содержание в слоях 2:1 его структуры катионов Fe^{2+} и аномальное распределение зарядов по окта- и тетраэдрическим позициям. Кроме того, химический состав фракции, как видно из табл. 5, характеризуется аномально высокими значениями TiO_2 —2,25 и P_2O_5 —1,19 вес.%. Приблизительная кристаллохимическая формула минерала, рассчитанная на анионный каркас $O_{10}(OH)_2$, имеет вид: $K_{0,05}Na_{0,03}Ca_{0,49}(Si_{3,50}Al_{0,50})(Al_{0,72}Fe_{0,43}^{3+}Fe_{0,23}^{2+}Mg_{0,82})$. Параметры элементарной ячейки, в частности величина $d(060)$, равная 1,524 Å, могут свидетельствовать лишь о частичном заселении катионами октаэдрических транспозиций слоев 2:1 структуры минерала. Однако вполне вероятно, что после точного определения количества гидроксильной воды смектит также окажется гидроксилдефицитным.

Дифрактограммы от ориентированных препаратов глинистых фракций, выделенных непосредственно из различных частей подушек, невыразительны. На них фиксируются лишь слабые размытые пики, принадлежащие разбухающему компоненту. Валовый химический анализ (см. табл. 4, обр. 195, 196) отражает суммарный состав присутствующих в этих фракциях плагноклазов и смектита.

Изучение строения и состава глинистого вещества, выполняющего округлые газовые пустоты в свежем и палагонитизированном сидеромелановом стекле гналокластов, проводилось в шлифах с помощью электронного сканирующего микроскопа и рентгеноспектрального микроанализатора.



Фиг. 11. Распределение некоторых петрогенных элементов в смектите, заполняющем газовую пустоту (гидрокластит нижнего горизонта подушечных лав)
 1 — сидеромелановое стекло; 2 — граница бывшей газовой полости; 3 — граница измененного стекла (палагонита, замещенного смектитом); 4 — смектит. I—IV — зоны разного состава. Сторона квадрата равна 200 мкм

В шлифах и на снимках, полученных в электронном сканирующем микроскопе, хорошо видно строение этих образований (см. фиг. 7, Д, 9, в — е). В полностью заполненных газовых пустотах центральные зоны (I) чаще всего обладают слабым двупреломлением, но встречаются и совершенно изотропные, а следующая за ней зона (II) характеризуется обычно высоким двупреломлением. Третья от центра зона (III) самая узкая, практически всегда изотропна, а зона (IV), примыкающая к стеклу (V), обладает высоким двупреломлением. Показатель преломления последней зоны (IV) глинистого вещества выше, чем у стекла.

Первая, вторая и третья зоны имеют четкие и ровные границы. Граница четвертой зоны, обращенная к стеклу, неровная, нередко со следами растворения, мощность этой зоны изменчива. Исследование в шлифах позволило определенно установить, что образование глинистого вещества первых трех зон связано с заполнением газовых пустот, а в чет-

Таблица 5

Химический состав глинистого цемента гиадокластитов нижнего горизонта подушечных лав, полученный в результате рентгеноспектрального микрозондирования, %

Зона глинистого вещества	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO (суммарное)	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	Cr ₂ O ₃	Сумма
Светлая	51,738	0,189	21,159	1,918	1,554	5,022	1,534	0,744	0,024	0,029	83,910
	46,184	0,444	17,016	4,503	5,364	2,019	1,637	1,068	0,123	0,114	78,472
Темная	43,936	0,372	18,708	3,824	4,147	3,169	1,037	0,707	0,096	0,147	76,143
	39,941	0,164	17,825	3,705	4,840	3,318	0,809	0,517	0,086	0,047	71,252

Таблица 6

Химический состав смектитов, заполняющих газовые пустоты (зоны I—III) и замещающих стекло (зона IV), полученный в результате рентгеноспектрального микроанализа

Компонент	Сидеромелановое стекло	Зоны											
		I	II	III	IV	I	II	III	IV	I	II	III	IV
SiO ₂	51,31	46,01	42,50	44,41	37,94	39,77	42,36	40,65	41,64	40,18	41,42	41,59	39,95
TiO ₂	2,31	0	0,02	0,32	3,76	0	0,03	0,12	3,80	0,01	0,04	0,14	3,23
Al ₂ O ₃	15,31	7,74	9,99	10,13	10,03	9,29	9,63	8,34	10,83	9,31	9,72	8,19	10,33
FeO	11,05	22,68	23,61	21,88	18,56	28,99	23,22	22,70	22,04	27,78	23,06	22,83	21,19
(суммарное)													
MgO	4,67	8,17	2,94	6,44	2,23	2,65	5,68	8,58	1,76	2,63	5,96	8,85	2,69
CaO	9,00	4,24	5,58	5,05	7,03	4,44	4,56	3,50	5,64	5,42	4,71	3,62	5,55
Na ₂ O	2,23	0,10	0	0	0,10	0,26	0,08	0,09	0,03	0,14	0,03	0,08	0,04
K ₂ O	1,56	0,43	0,45	0,28	0,57	0,55	0,44	0,42	0,41	0,48	0,30	0,29	0,37
MnO	0,18	0,19	0,31	0,41	0,11	0,22	0,32	0,47	0,17	0,31	0,35	0,39	0,31
Сумма	97,62	89,56	85,40	88,92	80,33	86,17	86,32	84,87	86,32	86,26	85,59	85,98	83,66

вертой зоне глинистые минералы метасоматически замещают стекло или палагонит (см. фиг. 7, Д). Зональное строение глинистого вещества газовых пустот отчетливо видно на снимках, сделанных в характеристическом рентгеновском излучении (см. фиг. 11).

В табл. 6 приведены результаты рентгеноспектральных анализов по отдельным зонам, а также состав неизмененного стекла. Как следует из этой таблицы, зоны неоднородны по своему составу даже в одной газовой полости и заметно различаются по содержанию некоторых компонентов в разных газовых пустотах в пределах одного и того же шлифа.

Согласно полученным результатам, зона, прилегающая к неизмененному стеклу, во всех исследованных случаях отличается повышенным содержанием TiO_2 даже по сравнению со свежим стеклом. Для этой же зоны характерно заметно меньшее содержание MgO как по сравнению со стеклом, так и с остальными зонами глинистого вещества газовой пустоты. По сравнению со стеклом глинистые минералы всех зон отличаются меньшим количеством SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O и заметно большим Fe_2O_3 . Глинистое вещество I—III зон лишено или содержит очень мало TiO_2 .

Обращает внимание химический состав глинистых минералов IV зоны. Проанализировав соотношение элементов в этой зоне и свежем стекле в сочетании с результатами проведенных микроскопических исследований можно увидеть признаки сильного влияния стекла на состав метасоматически замещающего его глинистого материала. Кажущееся увеличение содержания TiO_2 здесь, как и при палагонитизации, обусловлено значительно меньшей плотностью глинистого минерала, замещающего стекло.

На основании полученных химических данных (см. табл. 6) были рассчитаны приблизительные кристаллохимические формулы минеральных зон, имеющих вид: для центральной зоны — $\text{Ca}_{0,17}\text{K}_{0,02}\text{Na}_{0,02} \times (\text{Si}_{3,33}\text{Al}_{0,67})(\text{Al}_{0,07}\text{Fe}_{1,18}^{3+}\text{Mg}_{1,29})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$; для среднего слоя газовой «пустоты» в стекле — $\text{Ca}_{0,24}\text{K}_{0,02}\text{Na}_{0,01}(\text{Si}_{3,36}\text{Al}_{0,64})(\text{Al}_{0,25}\text{Fe}_{1,36}^{3+}\text{Mg}_{0,65})$; для центральной зоны «пустоты», расположенной в зоне синтеза палагонита — $\text{Ca}_{0,41}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,03}(\text{Si}_{2,86}\text{Al}_{0,93}\text{Fe}_{0,21}^{3+})(\text{Fe}_{1,85}^{3+}\text{Mg}_{0,36})$ и там же для средней зоны — $\text{Ca}_{0,44}\text{K}_{0,03}\text{Na}_{0,01}(\text{Si}_{2,93}\text{Al}_{0,98}\text{Fe}_{0,09}^{3+})(\text{Fe}_{1,63}^{3+}\text{Mg}_{0,32})$. Приведенные составы свидетельствуют о принадлежности всех этих фаз к группе ди- и триоктаэдрических гидроксилдефицитных смектитов.

В пузырчатых частях маломощных потоков нижних субаэральных долеритовых базальтов в отдельных камерах присутствует привнесенный глинистый материал, состав которого практически не отличается от состава глинистого вещества, «замытого» во внутривулканические и межподушечные пространства. Основным компонентом тонкодисперсных фракций здесь также являются ди- и триоктаэдрические смектиты, количественное соотношение которых варьирует, но в большинстве случаев преобладает триоктаэдрическая фаза. В незначительном количестве присутствуют хлорит и гидрослюда. Для двух образцов, содержащих мономинеральные триоктаэдрические смектиты (значения $d(060)$ составляют 1,530 Å), на основании данных химических анализов (см. табл. 4) были рассчитаны приближенные кристаллохимические формулы: для обр. 150 — $\text{Ca}_{0,25}\text{Na}_{0,01}(\text{Si}_{3,53}\text{Al}_{0,47})(\text{Al}_{0,41}\text{Fe}_{0,74}^{3+}\text{Fe}_{0,03}^{2+}\text{Mg}_{1,24})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, для обр. 147 — $\text{Ca}_{0,20}\text{Na}_{0,05}(\text{Si}_{3,52}\text{Al}_{0,48})(\text{Al}_{0,46}\text{Fe}_{0,51}^{3+}\text{Fe}_{0,05}^{2+}\text{Mg}_{1,40})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. Очевидно, эти образцы также являются высокожелезистыми разновидностями триоктаэдрических смектитов с дефицитом гидроксильных групп в анионном каркасе. Этот дефицит компенсирует избыток положительного заряда в октаэдрах, обусловленный присутствием большого количества ионов Fe^{3+} в слоях 2 : 1.

Аналогичный состав имеет глинистая фракция <0,001 мм, выделенная из измененных массивных субаэральных долеритовых базальтов с псевдошаровой отдельностью (см. табл. 4, обр. 184). Присутствующий здесь триоктаэдрический смектит характеризуется приблизительным составом: $\text{K}_{0,05}\text{Na}_{0,15}\text{Ca}_{0,28}(\text{Si}_{3,31}\text{Al}_{0,69})(\text{Al}_{0,29}\text{Fe}_{0,90}^{3+}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{1,17})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$.

Таким образом, глинистые минералы, связанные с толщей долеритовых базальтов, представлены главным образом смектитом, который во всех образцах является доминирующим, а часто и единственным компонентом тонкодисперсных фракций. При этом диоктаэдрический смектит — бейделлит фиксируется во всех типах пород озерно-речных отложений, подстилающих подушечные лавы. В основании подушечных лав, вблизи их контакта с осадочными отложениями, а также в проницаемых зонах фильтрации подземных вод сквозь субаэральные и субаквальные пористые лавы происходило переотложение этого материала, заполнявшего трещины и пустоты в лавах и межподушечном пространстве. Переотложенный характер глинистого вещества помимо унаследованного состава тонкодисперсных (диоктаэдрический смектит, хлорит, гидрослюда) и алевритовых фракций подтверждается присутствием в нем остатков корневой системы, в настоящее время минерализованных цеолитами, а также повышенным содержанием титана и ванадия. В то же время в большинстве образцов глинистого вещества из межподушечного пространства и гиалокластитов наряду с диоктаэдрическим смектитом фиксируется триоктаэдрический. Последний является единственным компонентом темного глинистого вещества, присутствующего в центральных частях полостей и пустот подушечных лав и гиалокластитов. Структурно-текстурные взаимоотношения темного тонкоотмученного материала со светлым алевропелитовым осадком, включающим остатки корневой системы, свидетельствуют о более позднем образовании триоктаэдрической фазы смектитов.

* * *

Образование подушечных лав в толще верхнеплиоценовых долеритовых базальтов Лорийского плато связано с поступлением жидкой лавы в озерно-речной водоем. Сходные по химическому составу субаквальные, подушечные и субаэральные лавы отвечают щелочному типу базальтов, по классификации Куно, и характеризуются резким преобладанием Na_2O над K_2O .

Наиболее интенсивное изменение претерпели породы нижнего горизонта подушечных лав, что связано с длительностью периода воздействия на них подземных вод. Самые верхние потоки лав, никогда не погружавшиеся ниже уровня подземных вод, практически остались неизменными. В подушечных лавах и в нижних потоках субаэральные базальтов все газовые пустоты зоны закала и основной тонкораскристаллизованной массы выполнены гидросиликатами, цеолитами, кальцитом, а в верхних потоках они пустые. В потоках субаэральные базальтов выделяются древние зоны фильтрации подземных вод, зафиксированные в настоящее время массовым образованием крупных кристаллов и сростков арагонита, кальцитизацией основной массы базальтов и замещением оливинов смектитами и гидроокислами железа.

Широкое развитие палагонитизации свидетельствует о низкотемпературном характере процесса изменения сидеромеланового стекла в подушечных лавах и гиалокластитах. Зональный характер палагонитизации и различия в химическом составе отдельных зон свидетельствуют о неоднократном изменении условий преобразования стекла. При палагонитизации из стекла выносятся все петрогенные элементы, за исключением титана и железа. Особенно интенсивно выносятся магний, натрий и калий.

В процессе образования подушечных лав при соприкосновении расплава с холодной водой куски разбитой стекловатой корки закала перемешивались с глинистым материалом дна водоема и образовывали гиалокластитовую массу, заполнявшую межподушечное пространство. Состав глинистого вещества межподушечного пространства отвечает составу захваченного базальтами осадка. В дальнейшем проницаемые зоны подушечных лав и гиалокластитов служили каналами, по которым подземные воды переносили и переоткладывали пелитовый и алевропелитовый осадочный материал в пустотах и трещинах базальтов. образо-

вание синтезированных триоктаэдрических смектитов, цеолитов, апофиллита и кальцита связано с более поздними этапами преобразования базальтовой толщи под воздействием холодных подземных вод. При этом основные компоненты для образования вторичных минералов выщелачивались из верхнеэоценовых и более древних пород, слагавших склоны палеодолин рек Дебет и Памбак. Некоторое обогащение вод магнием, натрием и калием могло происходить также вследствие разрушения оливинов и сидеромеланового стекла верхнеплиоценовой базальтовой толщи.

Основным глинистым минералом, возникшим в процессе преобразования долеритовых базальтов, является специфическая разновидность триоктаэдрического смектита, кристаллохимической особенностью которого является высокое содержание Fe^{3+} и дефицит ОН-групп, компенсирующий избыточный заряд октаэдрических сеток слоев 2:1.

Литература

1. Гептнер А. Р. Палагонит и процесс палагонитизации.— Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 113—130.
2. Гептнер А. Р., Селезнева М. А. Распределение петрогенных элементов в свежих и измененных базальтовых стеклах Исландии.— Литология и полезн. ископаемые, 1979, № 6, с. 60—70.
3. Гептнер А. Р., Селезнева М. А. Вторичные изменения базальтоидов Исландии.— В кн.: Минеральные преобразования океанической коры. (Тез. докл.). Владивосток, 1982, с. 10—11.
4. Гептнер А. Р., Селезнева М. А., Смелов С. Б., Лискун И. Г. Условия образования и начальные стадии изменения базальтового стекла.— Литология и полез. ископаемые, 1984, № 4, с. 44—62.
5. Лисицына Н. А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 231. 225 с.
6. Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта.— Изв. АН АрмССР, 1966, т. XIX, № 5, с. 38—46.
7. Харазян Э. Х. Шаровые лавы и гнаюкласиты бассейна р. Дебет (Арм. ССР).— Изв. АН АрмССР, 1966, т. XIX, № 6, с. 29—40.
8. Харазян Э. Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР.— Изв. АН АрмССР, 1971, т. XXIV, № 2, с. 19—27.
9. Харазян Э. Х. Новейший вулканизм северо-западной части Армянской ССР.— В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск: Наука, 1973, с. 83—88.
10. Харазян Э. Х. О вторичных изменениях долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР.— В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Вып. 7. Ереван. 1974, с. 82—92.
11. Hay R. L., Lijima A. Petrology of palagonite tuffs of Koko craters, Oahu, Hawaii.— Contr. Mineral. and Petrol., 1968, v. 17, № 2, p. 141—154.
12. Saemundsson K. Interglacial lava flows in the lowlands of southern Iceland and the problem of two-tiered columnar jointing.— Iökull, 1970, v. 20, p. 62—77.

Геологический институт АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
12.VII.1984

УДК 553.985

ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ОБРАЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ АНТРАКСОЛИТОВ

КЛУБОВ Б. А.

На основе обобщения фактического материала по битумам Северо-Востока и Севера СССР автором разработана классификация антраксолитов и рассмотрены основные пути их формирования.

В последние годы все большее внимание геологов и битуминологов стали привлекать такие высокоуглеродистые твердые битумы, как антраксолиты. Это объясняется тремя основными причинами: 1) находками данных веществ в пластовом залегании в составе катагенно измененных и эродированных залежей битумов, позволивших по-иному взглянуть на роль антраксолитов при оценке перспектив нефтегазоносности соответствующих бассейнов [13, 16]; 2) обнаружением антраксолитов в ныне эксплуатируемых многопластовых газонефтяных и газоконденсатных месторождениях, что дало возможность развить теоретические представления о так называемых фазово-ретроградных процессах при образовании асфальтенинов [6]; 3) частая встречаемость антраксолитов с рудопроявлениями различных металлов, позволяющая использовать их для металлогенических и рудопоисковых целей.

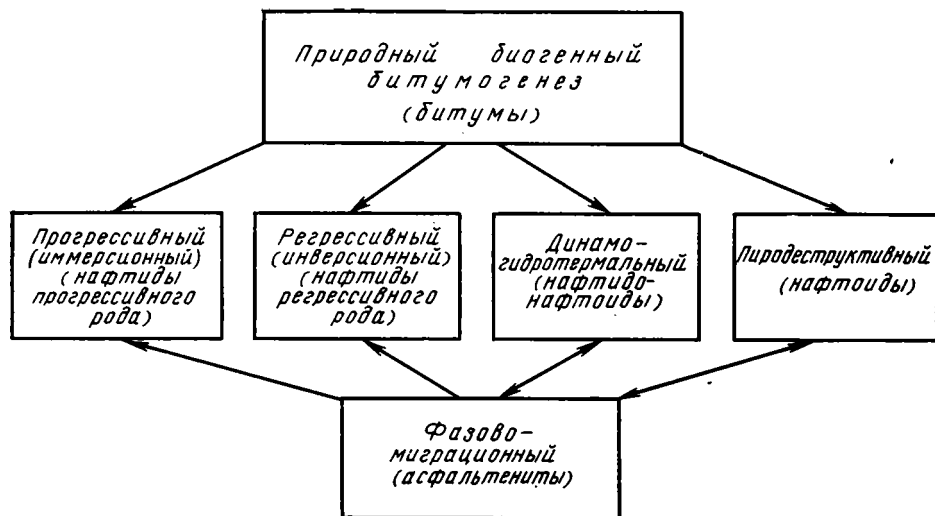
Несмотря на все более растущий интерес к антраксолитам, дальнейшее их изучение невольно тормозится из-за отсутствия единой теории образования данных битумов. До сих пор нет единого мнения по этому поводу.

Долгое время [24] антраксолиты относились только к генетической группе нафтоидов. В последующем стало допускаться и их нафтидо-нафтоидное происхождение в результате контактового метаморфизма твердых нафтидов [28]. Накопившиеся геологические данные позволили прийти к выводу, что принципиально возможно существование и нафтидных антраксолитов [27]. В 1979 г. автором совместно с В. В. Ивановым были исследованы пластовые антраксолиты [13], что во многом предопределило новый подход к нафтидным и нафтидо-нафтоидным разностям этих битумов [16]. Обобщение и анализ большого фактического материала по битумам Северо-Востока СССР и вообще Севера [13, 16] позволили автору последовательно и несколько по-иному, чем это делалось ранее, рассмотреть основные пути образования природных антраксолитов. Антраксолиты существуют во всех известных биогенных группах битумов [6, 13, 16] — среди нафтидов, нафтидо-нафтоидов¹, нафтоидов и фазово-миграционных асфальтенинов (фигура). В крайне небольших масштабах возможен также абиогенный синтез антраксолитоподобных веществ.

В отличие от своих ближайших родственников — керитов антраксолиты образуются в более жестких физико-химических условиях, являя собой крайний предел изменения битумов в природе. Они несравненно реже, чем кериты, встречаются в пластовом залегании, но чаще в рудных узлах, нередко в парагенезисе со ртутью, сурьмой, полиметаллами, золотом и другими минералами.

Как и среди керитов, в морфологическом плане в классе антраксолитов, различаются жильные, пластово-жильные и пластовые типы. Наи-

¹ В отличие от более ранних публикаций [15, 27, 28] автор под нафтидо-нафтоидами понимает битумы, образование которых обусловлено динамометаморфизмом и гидротермальной деятельностью вне непосредственного контакта с интрузиями или эффузиями.



Принципиальная схема природного биогенного битумогенеза

более распространены первые. Морфотипы антраксолитов и масштабы их проявлений, так же как и их состав, определяются типом вмещающих формаций [13, 16]. В подавляющем большинстве случаев антраксолиты встречаются среди терригенно-карбонатных формаций доманико-доманикоидного типа, изначально обогащенных сапропелевым органическим веществом (ОВ), в настоящее время располагающихся внутри краевых прогибов и геосинклинально-складчатых областей (I тип формаций, см. таблицу) [16]. Под этим типом формаций понимаются все толщи морского происхождения — от сильноглинистых до существенно карбонатных, отличающиеся повышенным содержанием в ОВ собственно сапропелитов и оксисорбосапропелитов [25]. Он включает карбонатные нефтепроизводящие свиты шельфа, выделяемые З. А. Мишуниной [22], и доманикоидные отложения, описываемые Т. К. Баженовой и др. [2]. Среди карбонатных формаций (II тип), состоящих в основном из известняков и доломитов, масштабы проявлений антраксолитов в целом меньше, чем в формациях I типа. Они прямо пропорциональны степени обогащенности вмещающих пород ОВ и его битуминозными компонентами.

В терригенных сероцветных и вулканогенно-осадочных формациях (III тип) встречаются преимущественно небольшие, главным образом жильные, выделения антраксолитов. И здесь прослеживается избирательный характер приуроченности таких находок к толщам с относительно повышенным содержанием ОВ.

Рассмотрим последовательно расположение антраксолитов в различных генетических линиях природного битумогенеза с учетом последних данных по этому вопросу.

В линии нафтидов прогрессивного рода антраксолиты практически не изучены, так как глубинные (по буровым скважинам) материалы по ним в литературе практически отсутствуют. Известные случаи нахождения твердых высокоуглеродистых битумов среди нормально-осадочных пластов на глубинах 3000 м и более в лучшем случае относятся к импсонитам [1]. Вместе с тем появление антраксолитов в доманико-доманикоидных толщах, достигших при постепенном погружении грааций апокатагенеза AK_1 — AK_2 и больших, представляется логичным и совершенно естественным следствием крайнего превращения метанафтидов [16]. Подтверждением этому служит карельский шунгит. Сейчас уже достаточно определенно установлено, что, несмотря на свою неоднородность, он является высокопреобразованным антраксолитом, не имеющим еще графитовой структуры, а содержащий его толщи представляют собой метаморфизованный аналог доманикоидных формаций [3, 31].

Принципиальная генетическая схема природных антраксолитов, встречающихся среди осадочных формаций

Главнейшие типы формаций, содержащих антраксолиты		I. Терригенно-карбонатные доманико-доманикоидные			II. Карбонатные (известково-доломитовые)		III. Терригенные сероцветные и вулканогенно-осадочные
Преобладающий тип ОВ и его количество, % (в числителе — средние пределы, в знаменателе — максимум)		Собственно сапропелиты и оксисорбосапропелиты $C_{\text{нж}} \frac{0,5-5}{30}$			Оксисорбосапропелиты $C_{\text{нж}} \frac{0,01-0,6}{1-2}$		Сапропелито-гумиты $C_{\text{нж}} \frac{0,1-1,5}{3-5}$
Основные характеристики антраксолитов	Морфотип	Жильный	Пластово-жильный	Пластовый	Жильный	Пластово-жильный	Жильный
	Характер насыщения (преобладающий)	Гнездовый	Гнездово-импрегнированный	Импрегнированный	Гнездовый	Гнездово-импрегнированный	Гнездовый
	Сопутствующие минералы (главнейшие)	Кальцит, доломит, флюорит	Кальцит, реже флюорит	Кальцит	Кальцит, кварц	Кальцит	Кварц, альбит, реже кальцит, нередко в ассоциации с эндогенными минералами
	Температурный режим среды, °C	180—360	140—250	140—220	180—360	180—360	150—800
	Сернистость (относительная)	Сернистые разности встречаются часто		Сернистые разности редки	Сернистые разности встречаются	Сернистые разности не известны	
	Вещественная разновидность, по В. А. Успенскому	Средние	Низшие	Низшие	Средние	Средние, реже высшие	Средние и высшие
Наиболее вероятное происхождение антраксолитов (генетическая линия)		Нафтидо-нафтоидное и нафтоидное		Нафтидное, нафтидо-нафтоидное, фазово-миграционное	Нафтидо-нафтоидное, нафтоидное	Нафтоидное	Нафтидо-нафтоидное, нафтоидное

Некоторые пластовые антраксолиты в доманико-доманикоидных толщах краевых прогибов и геосинклинально-складчатых областей, не подвергшихся сильным динамо- и гидротермальным изменениям, также могут служить моделью при анализе масштабов и конечных результатов подобного процесса. Например, для этой роли вполне подойдут отдельные пластовые низшие и средние антраксолиты девона и карбона Новой Земли и девона о-ва Котельного [16].

Во всех случаях антраксолиты нефтидного происхождения должны пройти через стадию керитов (импсонитов), поэтому все мыслимые варианты формирования нефтидных керитов одинаково объясняют и появление антраксолитов. Иными словами, нефтидные антраксолиты в идеальном случае могут образовываться за счет нефтидных керитов, главным образом пластового и пластово-жильного типов, самого различного первоначального генезиса — от прото- до метанафтидного. Антраксолиты могут образоваться за счет нефтидных керитов толщ любого состава, не претерпевших существенного динамометаморфизма и воздействия гидротерм.

Хотя нефтидный прогрессивный битумогенез подразумевает постепенное погружение битумосодержащих толщ, в принципе не исключено катастрофически быстрое их опускание и соответственно, таким образом, образование нефтидных антраксолитов за счет любых нефтидов, неожиданно оказавшихся в ряду метанафтидов.

Прямыми данными о температурах, при которых проявляются нефтидные антраксолиты, мы не располагаем. Однако полученные в последнее десятилетие сведения о пластовом режиме на глубинах, соответствующих нижним градациям апокатагенеза, могут дать вполне надежное представление об этом. По данным бурения во впадине Анадарко (США), в отложениях ордовика на глубинах 8000—9500 м пластовые температуры в среднем не превышают 210°C , а давления 2,5 кбар [30]. На забое рекордно глубокой скважины Берта-Роджерс 1, пробуренной в этой же впадине в 1974 г., и достигшей глубины 9853 м, температура составила 252°C , а давление 1820 атм [32]. Косвенным репером также могут служить температуры, отмеченные в антраксолитосодержащих пластах девона о-ва Котельного. Температура гомогенизации газожидких включений в кальците, сопровождающем антраксолиты, составила здесь $140\text{—}220^{\circ}\text{C}$ [16, 17]. Видимо, именно в этом интервале температур и при давлениях, соответствующих глубинам более 3000—3500 м, формируются нормальные пластовые нефтидные антраксолиты. Для нефтидных антраксолитов сернистые разности в целом не характерны.

В линии нефтидов регрессивного рода антраксолиты формироваться не могут. Здесь они существуют какое-то время, пока не перейдут в оксикериты. Вместе с тем антраксолиты вполне могут образоваться за счет нефтидов регрессивного рода любым теоретически мыслимым путем: нефтидным (в результате повторного погружения регрессивных нефтидов в зону апокатагенеза), нефтидо-нафтоидным и нафтоидным. Вообще многообразие путей антраксолитообразования и соответственно число типов антраксолитов увеличивается в прогрессии в сторону генетической группы нафтоидов. В этом нетрудно убедиться, если представить себе весь механизм формирования антраксолитов в результате динамо- и гидротермальных процессов, пиролиза в контактовых зонах магматических тел ОВ, а также, последовательно, битумов всех известных генетических линий. Очевидно, что число мыслимых вариантов таких антраксолитов будет огромным, особенно если также принять во внимание различия их морфотипов (жильных, пластовых и пластово-жильных).

В линии динамо-гидротермального битумогенеза, т. е. среди нефтидо-нафтоидов, антраксолитов очень много. Они представлены многочисленными примерами главным образом жильных и пластово-жильных проявлений среди осадочных формаций всех главнейших типов, а также среди метаморфических комплексов. Например, подавляющее число проявлений антраксолитов в пределах Севера относит-

ся к антраксолитам нафтидо-нафтоидного генезиса. К тому же большинство из них располагается среди доманико-доманикоидных толщ геосинклинально-складчатых областей [16].

Нафтидо-нафтоидные антраксолиты возникают в результате процессов динамометаморфизма и гидротермального воздействия на скопления нафтидов, а также мобилизации битуминозных веществ ОБ и переноса их гидротермальными растворами. В последнем случае битуминозные вещества далеко не уходят от материнских пород. В результате температурной деструкции залежи пластовых нафтидов за счет действия горячих гидротерм, видимо, могут образоваться и некоторые битумные коксы.

Среди антраксолитов нафтидо-нафтоидного происхождения преобладают жильные морфотипы, локализованные в кальцитовых прожилках, секущих породу-коллектор. Битум образует обычно угловатые выделения различных размеров или обильные сажистые налеты. Иногда антраксолиты имеют форму округлых вкраплений и глобулевидных выделений. Весьма часто подобные жильные антраксолиты формируют нечто вроде щеток на стенках трещин и полостей в наиболее мощных кальцитовых жилах. Например, типичными нафтидо-нафтоидными жильными антраксолитами являются многие антраксолиты островов Новая Земля, Вайгач и Новосибирских.

Пластово-жильные нафтидо-нафтоидные антраксолиты, менее многочисленные, чем жильные разности, обычно связаны с перекристаллизованными органогенными известняками и доломитами, внутри которых они образуют выделения как в кальцитовых прожилках, так и в теле самой породы в виде заполнения пор и каверн выщелачивания, а также форменных остатков фауны.

Пластовые нафтидо-нафтоидные антраксолиты встречаются весьма редко и диагностируются значительно сложнее. Обычно они приурочены к четко прослеживаемым пластам средне- и крупнозернистых известняков, доломитизированных известняков и доломитов. Породы-коллекторы в этих примерах отличаются явными признаками динамического и гидротермального воздействия. Они перекристаллизованы, сильно трещиноваты, изобилуют порами и кавернами выщелачивания, часто имеют брекчиевидную текстуру. Подобные генетические разности битумов трудно отличить от пластовых нафтидных антраксолитов, которые обнаружены только среди заметно дислоцированных толщ и обычно в геосинклинально-складчатых областях. К тому же такие битумы, как правило, представлены не ниже, чем средними разностями антраксолитов.

Нафтидо-нафтоидные антраксолиты среди осадочных формаций I и II типов (см. таблицу) встречаются обычно в парагенезисе только с кальцитом, флюоритом, доломитом и кварцем (горным хрусталем) [16]. Судя по газожидам включениям в антраксолитсодержащем кальците среди пластово-жильных и пластовых антраксолитов девона о-ва Котельного, температурный режим минералообразующей среды находился в пределах 140—220°С [13]. В условиях кальцит-флюоритовых жил антраксолиты образуются примерно при тех же температурах, так как известно, что флюорит в гидротермах высаживается при температуре не выше 240°С [14]. В разностях антраксолитов, связанных с жилами, содержащими горный хрусталь, температурный режим среды скорее всего не выходил за пределы 195—250°С, ибо установлено, что в гидротермальных системах горный хрусталь отлагается при температуре не более 250°С [14]. По мнению С. А. Кашенко и др. [15], формирование кристаллов горного хрусталя, сопутствующего антраксолитам на р. Нижняя Таймыра, происходило из углекисло-водных растворов при температуре не более 200°С и давлении порядка 150 атм.

Антраксолит в доломитовых жилах, как, например, в полиметаллическом месторождении Раздельное на о. Вайгач [16], видимо, образуется при температурах не выше 340°С. Дело в том, что при умеренных общих давлениях порядка 500—1500 атм и небольших содержаниях углекислоты в растворе, а также при величинах $\text{Ca}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) = 0,05—0,99$ и

рН раствора не более 6—12 гидротермальный доломит выпадает при температуре не более приведенной выше [29]. Вместе с тем для подобных антраксолитов за верхнюю температурную границу можно условно принять величину 360° С. Она основана на промышленных данных. Выявлено, что техногенный нагар на поверхности колпачка распределительной тарелки установки температурного крекинга Омского нефтеперерабатывающего комбината, по составу и свойствам отвечающий природным керитам, образовался за год работы установки при температуре до 250° С. На той же установке из стальной трубы был отобран нагар толщиной до 10 см, совпадающий по составу с природными средними антраксолитами. Он сформировался при прокачке нефтепродуктов в течение месяца при давлении до 10 атм и температурах 470—530° С [15]. Таким образом, величина 360° С, являясь полусуммой (250+470° С), отвечает крайнему пределу перехода жильного керита в жильный антраксолит.

Среди нафтидо-нафтоидных антраксолитов, особенно жильных и пластово-жильных, развитых внутри формаций I типа, часто встречаются сернистые разности, вплоть до кискеитов. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры антраксолитов Новой Земли и о-ва Котельного [16]. В формациях II типа сернистые разности установлены только среди жильных антраксолитов на Селенняхском поднятии [16]. Обогащенность антраксолитов серой связана с изначальным осернением данных толщ за счет аутигенных сульфатов и сульфидов.

Среди формаций III типа нафтидо-нафтоидные антраксолиты представлены в основном бессернистыми средними и высшими жильными морфотипами, значительно реже — пластово-жильными. Первые обычно ассоциируют с кальцитом, кварцем, альбитом, часто в парагенезисе с эндогенными рудными минералами, вторые — чаще с кальцитом и кварцем. В отличие от ранее описанных антраксолитов антраксолиты такого происхождения, как правило, встречаются в виде убогих, подчас чисто минералогических проявлений среди аспидных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных, флишевых и флишоидных формаций. Примером являются антраксолиты Верхояно-Чукотских мезозойд, а также кайнозойд Северо-Востока СССР и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [13, 17]. Характерно, что такие антраксолиты связаны лишь с горизонтами, относительно обогащенными ОВ (до 1,5% и более). Судя по тому, что данные антраксолиты локализируются главным образом в прожилках кварцевого и кварц-карбонатного состава, рассекающих породы разной степени карбонатности, можно лишней раз убедиться в прямой зависимости состава указанных прожилок от состава вмещающих пород. В породах, практически лишенных примеси карбонатного материала, например в филлитизированных глинистых сланцах и аргиллитах юрско-меловых отложений Раучуанского прогиба, антраксолит связан только с кварцевыми прожилками. Он в виде черных блестящих кусочков (3—5 мм) неравномерно распределен в белом мелкокристаллическом кварце [18].

В жилах кварц-карбонатного состава отложение вещества обычно происходит в два этапа. Вначале высаживается кальцит, иногда окрашенный в светло-коричневые тона битуминозным веществом, и совместно с ним антраксолит, а затем по ним — кварц. Кварц при этом как бы сбрасывает антраксолит, имеющий форму остроугольных обломков. Примером является антраксолит из известковистых песчаников среднего девона района мыса Кибера [13]. Примером такого же более позднего, чем антраксолит и кальцит, отложения кварца может служить известное проявление антраксолита в угленосных толщах верхнего протерозоя (р. Большой Патом) [21].

Приведенные примеры иллюстрируют механизм образования антраксолита путем температурной деструкции ОВ вмещающих толщ и последующего возгона подвижной его части гидротермами в виде как однократного, так и поэтапного процессов. Во втором случае мобилизованное битуминозное вещество перемещается на незначительное расстояние и отлагается в открытых полостях трещин совместно с кальцитом. Последующая кристаллизация последнего способствует образованию твердого

битума. При появлении более поздних порций гидротермальных растворов кальцит и твердый битум дробятся, а трещины заполняются кремнеземом. Именно так кварц как бы обрастает или цементирует кусочки антраксолита.

Самостоятельное и весьма важное значение имеют нафтидо-нафтоидные антраксолиты, связанные с терригенными толщами и жилами, несущими полезную рудную минерализацию. Подобные антраксолиты могут быть использованы как один из поисковых критериев при изучении таких руд, так как имеют с ними не только пространственную, но и генетическую связь. Опираясь на известные примеры [13, 17], можно заключить, что все эти антраксолиты участвовали в рудном процессе и сформировались в его начальной (реже) или конечной (чаще) стадии, а также синхронно с ним. Во всех случаях источником ОВ были вмещающие толщи или отложения, расположенные недалеко от путей движения гидротермальных растворов.

Участие антраксолитов в рудном процессе и нахождение их в определенных минеральных ассоциациях позволяет на основании прямых и косвенных признаков установить температурный режим среды, в которой они формировались. По данным В. Н. Ворсепнева (СВКНИИ), изучавшего методом термобарометрии золоторудные месторождения Северо-Востока СССР, золото-мышьяк-сурьмяный рудообразующий комплекс, содержащий вкрапления антраксолита в кварце, сформировался при температурах $150\text{--}330^\circ\text{C}$ и давлениях $870\text{--}1400$ атм. В месторождениях штокерково-жильного типа кварцевые жилы двух последовательных генераций образовались в температурном интервале $180\text{--}340^\circ\text{C}$, шеелитовые выделения — $240\text{--}280^\circ\text{C}$, кальцитовые — $80\text{--}230^\circ\text{C}$, при давлениях $1,1\text{--}0,4$ кбар. Таким образом, самыми высокотемпературными (до 340°C) являются антраксолиты, отложившиеся в начальную стадию рудного гидротермального процесса, самыми низкотемпературными — те, которые связаны с заключительными фазами рудогенеза. Поскольку антраксолиты представляют собой предел карбонизации битумов, можно предположить, что даже самые низкотемпературные антраксолиты образовывались при температуре не менее 150°C , т. е. примерно в середине интервала становления эпитепмального кальцита в штокерково-жильных месторождениях ($230\text{--}80^\circ\text{C}$). Конечно, эти величины справедливы при давлении не ниже $0,4$ кбар. В приповерхностной зоне и меньших давлениях в минералообразующей системе температура выделения нафтидо-нафтоидных антраксолитов должна быть существенно выше.

Кроме перечисленных выше разновидностей нафтидо-нафтоидных антраксолитов в природе известен еще один весьма интересный вид, который несмотря на свою пространственную связь с интрузивными массивами имеет явно гидротермально-метасоматическую природу. Речь идет о жильных антраксолитах, залегающих внутри околорудных метасоматитов Хибинского массива на Кольском полуострове. Существование таких битумов позволяет некоторым исследователям говорить об их абиогенном происхождении [11]. Антраксолит в Хибинском массиве обнаружен в пегматите штольни Материальная (гора Юкспор). Он образует округлые и неправильные включения ($0,2\text{--}2,5$ см) и тонкие прожилки в гакманите в парагенезисе с поздним лампрофиллитом и игольчатым эгирином. По данным, приведенным в работе [4], наряду с керитами все другие соединения углерода относятся к ультраагпаитовой минеральной ассоциации заключительной стадии цеолитизации гидротермально-метасоматического процесса. Его верхний температурный предел составляет не более 400°C . Исходя из комплекса сопутствующих минералов, хибинский антраксолит формировался в интервале температур $150\text{--}450^\circ\text{C}$, скорее всего в середине этого интервала.

В линии природеструктивного битумогенеза (среди нафтоидов) антраксолиты также обычны и встречаются во многих местах. Под такими антраксолитами понимаются битумы, образовавшиеся за счет контактового метаморфизма ОВ вмещающих пород, любых скоп-

лений нафтидов и нафтидо-нафтоидов, а также фазово-миграционных асфальтенинов.

Как и кериты, нафтоидные антраксолиты чаще связаны с формациями I и II типов [16]. Масштабы проявлений таких антраксолитов среди формаций III типа значительно меньше. Исключением являются антраксолиты, образованные за счет пиролиза углистого материала. Во всех случаях среди нафтоидных антраксолитов преобладают жильные морфотипы средней и высшей степеней преобразованности. Поскольку происхождение нафтоидных антраксолитов может быть самым различным, их первичную природу установить чрезвычайно трудно.

В зависимости от давления в контактовой зоне, типа магматического тела и времени действия контактового метаморфизма температурные рамки существования нафтоидных антраксолитов могут быть очень широкими, теоретически в пределах от 250 до 800°С. Нижний предел, как уже говорилось, отвечает температурам, при которых формируются битумы типа импсонит — низший антраксолит в условиях температурного крекинга нефтепродуктов в промышленных условиях при давлениях до 150 атм [15]. Второй предел соответствует температурам, при которых осуществляется искусственный пиролиз в присутствии кислорода и водяного пара [8, 23]. Возможно, эти температурные рамки в конкретных естественных условиях могут быть даже шире. Однако имеющиеся примеры свидетельствуют о том, что наиболее вероятный температурный интервал появления нафтоидных антраксолитов составляет все же 340—600°С. Самые низкотемпературные нафтоидные антраксолиты формируются в контактовых зонах маломощных базальтовых покровов, субпластовых интрузий базальтоидов, габброидов и кимберлитовых трубок, располагающихся в толщах карбонатных пород. Примером может служить углеродистое вещество, похожее на кокс, по свойствам, соответствующее импсонитам, и локализованное в коричневом кальците на контакте и внутри одной из кимберлитовых трубок Якутии. Г. П. Мамчур [20] на основании изучения изотопии указанного углеродистого вещества ($\delta^{13}\text{C} = -14,6\%$) вычислил, что температура среды его формирования 180—340°С.

Среднетемпературные нафтоидные антраксолиты также развиты главным образом среди терригенно-карбонатных и карбонатных толщ древних платформ, краевых прогибов и геосинклинально-складчатых областей на контакте с дайками интрузивов и траппами. Это в основном средние и высшие антраксолиты жильного морфотипа и возгонного происхождения. Примерами являются антраксолиты бухты Ручьевой на Новой Земле, мыса Крест-Хомо в Быковской протоке р. Лены, мыса Северный о-ва Бельковского [16].

Среди терригенных угленосных отложений подобный антраксолит описан автором в 1981 г. в угленосных алевроаргиллитах эоцена (?) на берегу бухты Чемурнаут в Пенжинской губе. Крупные гнездовые выделения антраксолита связаны здесь с кварцевыми прожилками, субвертикально секущими углстую пачку на контакте с долеритовой дайкой мощностью около 50 м.

Самые высокотемпературные типично нафтоидные антраксолиты автору неизвестны, хотя их образование (наряду с графитом) вблизи крупных интрузивных тел вполне отчетливо может быть представлено по принципу высокотемпературного коксования с выходом в качестве конечного продукта кокса, по составу мало чем отличающегося от высших антраксолитов. В этом случае при относительно небольшом давлении в пиролитической зоне температуры 600—800°С достаточно реальны.

Среди фазово-миграционной (асфальтениновой) линии битумогенеза [6] образование антраксолитов вполне вероятно. Однако уверенных доказательств в пользу этого предположения пока нет.

Суть данного пути, являющегося наложенным и отражающим стадийный или многофазный процесс миграции углеводородов (УВ), сводится к осаждению смолисто-асфальтеновых компонентов из нефтей,

малыт и других жидких битумов при прохождении через их скопления УВ-газов, газоконденсатов или легких метановых нефтей. Этот принцип, хорошо смоделированный в лабораторных условиях и проверенный в промышленной практике, нашел четкое подтверждение на ряде природных объектов [6]. Установление подобного пути битумогенеза является важным открытием, позволяющим не только объяснить не совсем понятные парагенезисы в уже известных месторождениях, но и прогнозировать некоторые закономерности.

Фазово-миграционные битумы по химическому и вещественному составу не отличаются от подобных им классов битумов в генетическом ряду нафтидов, нафтидо-нафтоидов и нафтоидов. Во всяком случае эти различия в настоящее время установить пока не удалось. К тому же в ряде случаев имеются предположения и о другом механизме образования керитов и антраксолитов в продуктивных нефтегазовых горизонтах. По мнению некоторых исследователей [7, 12], такие битумы могли сформироваться за счет ранней залежи нефти и последующего ее регрессивного разрушения, но не до состояния оксикеритов. При повторном ее погружении новые порции жидкой нефти поступают в залежь с твердыми битумами, как бы накладываясь на твердые битумы ранней генерации.

Вообще, в силу специфики данной генетической линии, в ряду асфальтенинов более естественно обнаружить кериты, чем антраксолиты, а среди первых — альбертиты. Но при попадании таких альбертитов в зону апокатагенеза они неизбежно должны превратиться в импсониты и антраксолиты. Таким образом, поскольку уверенной диагностики асфальтениновых антраксолитов пока не существует, во всех спорных случаях решающая роль в системе доказательств будет принадлежать геологическим факторам.

Рассмотренные выше данные по биогенным антраксолитам сведены в таблицу, помогающую достаточно быстро определить принадлежность того или иного антраксолита к определенной генетической линии. Речь идет об антраксолитах, связанных с осадочными формациями трех главнейших типов или с магматическими телами, прорывающими эти формации. Примеры антраксолитов среди метаморфических комплексов в таблице не учтены.

Из шести главнейших разделяющих признаков-характеристик три легко определяются чисто визуально и могут быть оценены в полевых условиях. Это морфотип, характер насыщения и основные минералы, сопутствующие конкретному проявлению антраксолита. Зная еще хотя бы одну характеристику, например вещественную разновидность антраксолита, по В. А. Успенскому [28], достаточно уверенно можно судить не только о происхождении данного антраксолита, но и о температурном режиме среды, в которой он сформировался, или о его сернистости. Из типов насыщения выбраны три наиболее часто встречающихся: гнездовой, импрегнированный и смешанный. При первом битум насыщает коллектор по узлам пересечения трещин, порам и кавернам выщелачивания довольно неравномерно (пятнами или зонами). При импрегнированном типе коллектор насыщен относительно равномерно, иногда битум замещает поровый цемент в породе. Смешанный тип насыщения характерен обычно для пластово-жильных скоплений битумов. В целом таблица может рассматриваться как одна из попыток генетической систематики природных антраксолитов.

Абиогенный синтез углеродистых веществ типа антраксолита. В настоящее время накопилось достаточно много данных, свидетельствующих о возможности образования антраксолитоподобных веществ за счет абиогенного синтеза. В качестве донора в большинстве случаев предполагаются простейшие углеводородистые соединения с двойными — тройными связями, сформировавшиеся в мантии или нижних горизонтах земной коры. Эндогенный углерод таких соединений отличается тяжелым изотопным составом [5], что резко отличает его от углерода биогенной природы. Например, значительно обогащен тяжелым изотопом углерода метан зон глубокого метаморфизма (глубины 6,5—

9,5 км), с которыми связана почти половина всего количества метана земной коры [26]. Антраксолитоподобные вещества, очевидно, появляются в результате пиролиза такого метана или подобных ему простых УВ-газов. Этот процесс близок так называемому газофазовому пиролизу, применяемому для получения искусственных пироуглерода и графита [9]. Продукты пиролиза метана могут формироваться в зависимости от поверхности, на которой они высаживаются, в пленки, корочки и глобулярные выделения. Их размер зависит от ряда факторов, главенствующими из которых являются время пребывания молекул УВ в зоне реакции и микрорельеф поверхности осаждения [10].

Некоторые исследователи [20] допускают abiогенный синтез углеродистых веществ также при чисто химических превращениях соединений углерода в гидротермальных системах. В них в определенные стадии многоэтапного процесса минералообразования независимо друг от друга появляются различные углеродистые вещества. По мнению других [11], выделение этих веществ протекает последовательно по схеме: графит → антраксолит → керит → асфальтит → асфальт → мальта → нефть. Иными словами, во всех abiогенных схемах твердые углеродистые вещества могли образовываться лишь в результате полимеризации простых углеродистых соединений с двойными или тройными связями. При этом в эндогенном минералообразовании в результате гетерогенно-каталитических превращений и поликонденсации метана, этана, этилена и т. п. могут формироваться и разнообразные полициклические ароматические УВ [19].

В заключение следует подчеркнуть, что в настоящей статье речь идет о принципиальном механизме. В природе все эти процессы, несомненно, сложнее.

Литература

1. Аммосов И. И., Бабашкин Б. Г., Шаркова Л. С. Битуминит нижнекембрийских отложений Иркутской нефтегазоносной области.— В кн.: Палеотемпературы зон нефтеобразования. М.: Наука, 1975, с. 25—59.
2. Баженова Т. К., Беляева Л. С., Биккенина Д. А. и др. О нефтегазоматеринском потенциале домезозойских отложений Сибирской платформы.— В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979, с. 134—142.
3. Бондарев В. П., Волков Н. И., Дерягин А. А. и др. К геохимии шунгитов.— В кн.: Сидикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982, с. 147—152.
4. Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива.— В кн.: Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978, с. 76—108.
5. Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 162 с.
6. Гольдберг И. С. Природные битумы СССР. Л.: Недра, 1981. 195 с.
7. Готтих Р. П. О природе твердых битумов палеозойских отложений Иркутского амфитеатра и бортовой зоны Прикаспийской впадины.— В кн.: Ядерная геология, М.: Наука, с. 83—90.
8. Добрянский А. Ф. Геохимия нефти. М.: Гостоптехиздат, 1948. 476 с.
9. Евланов С. Ф., Лавров Н. В. Исследование механизма образования пироуглерода из метана.— Химия тв. топлива, 1976, № 6, с. 82—84.
10. Желиховская Э. Н., Сысцов К. И. Оптические исследования структуры пиролитического углерода.— Химия тв. топлива, 1970, № 5, с. 93—97.
11. Зезин Р. Б., Соколова М. Н. Макропроявления углеродистых веществ в гидротермальных образованиях Хибинского массива.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 4, с. 921—924.
12. Злизина А. Г. О раннем формировании залежей нефти.— В кн.: Нефть и газ. Вып. 4. Алма-Ата, 1975, с. 66—68.
13. Иванов В. В., Клубов Б. А. Нафтиды и нафтонды Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1979. 148 с.
14. Казизин Ю. В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 144 с.
15. Кащенко С. А., Козлова Л. Е., Матухин Р. Г. и др. Об условиях образования нафтидо-нафтондов.— В кн.: Литология и геохимия нефтегазоносных областей Сибири. Новосибирск, 1974, с. 75—78 (Тр. СНИИГТИМС, вып. 193).
16. Клубов Б. А. Природные битумы Севера. М.: Наука, 1983. 208 с.
17. Клубов Б. А., Бадера И. Г. Некоторые типы высокометаморфизованных жильных битумов на Северо-Востоке СССР и опыт их диагностики.— В кн.: Минералогия, петрография и геохимия изверженных и осадочных пород Северо-Востока СССР. Магадан, 1978, с. 67—81 (Тр. СВКНИИ, вып. 47).
18. Клубов Б. А., Семенов Г. А. Перспективы нефтегазоносности Раучуанского проги-

- ба.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. Магадан, 1973, с. 40—60 (Тр. СВКНИИ, вып. 49).
19. Кулакова И. И., Оглобина А. И., Руденко А. П. и др. О возможном механизме синтеза полициклических ароматических углеводородов в процессах эндогенного минералообразования.— Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 1001—1003.
 20. Мамчур Г. П. Абиогенный синтез углеводородов в кимберлитовой трубке по изотопному составу углерода.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 4, с. 974—977.
 21. Мигачев И. Ф., Саакян В. М., Успенский В. А. и др. Особенности антраксолита из пород верхнего протерозоя.— Литология и полез. ископаемые, 1971, № 1, с. 129—136.
 22. Мишунина З. А. Генетические типы нефтепроизводящих свит карбонатных формаций. Л.: Недра, 1973. 124 с. (Тр. ВНИГРИ, вып. 321).
 23. Несмеянов А. Н., Несмеянов Н. А. Начало органической химии. Кн. 2. М.: Химия, 1974. 744 с.
 24. Орлов Н. А., Успенский В. А. Минералогия каустобиолитов. М.: Изд-во АН СССР, 1936. 198 с.
 25. Парнарова Г. М., Неручев С. Г., Жукова А. В. Формирование вещественно-петрографического состава рассеянного органического вещества и основы его генетической классификации.— В кн.: Рассеянное органическое вещество на разных этапах литогенеза осадков и процессы нефтегазообразования. Л., 1978, с. 7—30 (Тр. ВНИГРИ).
 26. Прасолов Э. М., Лобков В. А., Якуцени В. П. Интенсивность и глубина генерации метана в земной коре (по изотопным данным).— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 6, с. 1476—1479.
 27. Успенский В. А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 308 с.
 28. Успенский В. А., Радченко О. А., Глебовская Е. А. и др. Основы генетической классификации битумов. Л.: Недра, 1964. 267 с.
 29. Щербань И. П. Условия образования низкотемпературных околорудных метасоматитов. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
 30. Borak L. C., Friedman G. M., Simpson. (Ordovician) sandstone and Hunton (Late Ordovician to Early Devonian) carbonate textures from deep parts of Anadarko Basin.— *Shall Shaker*, 1982, v. 32, № 6, p. 1—8.
 31. Khavari-Khorasani G., Murchison D. G. The nature of karelian shungite.— *Chem. Geol.*, 1979, v. 26, № 1—2, p. 165—182.
 32. Price L. C., Calyton J. L., Rumen L. L. Organic geochemistry of the 9,6 km Bertha Rogers N1 well, Oklahoma.— *Org. Geochem.*, 1981, № 3, p. 59—577.

СВКНИИ
ДВНЦ АН СССР

Поступила в редакцию
20.IV.1984

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.495 : 551.75

УРАНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СРЕДНЕГО — ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

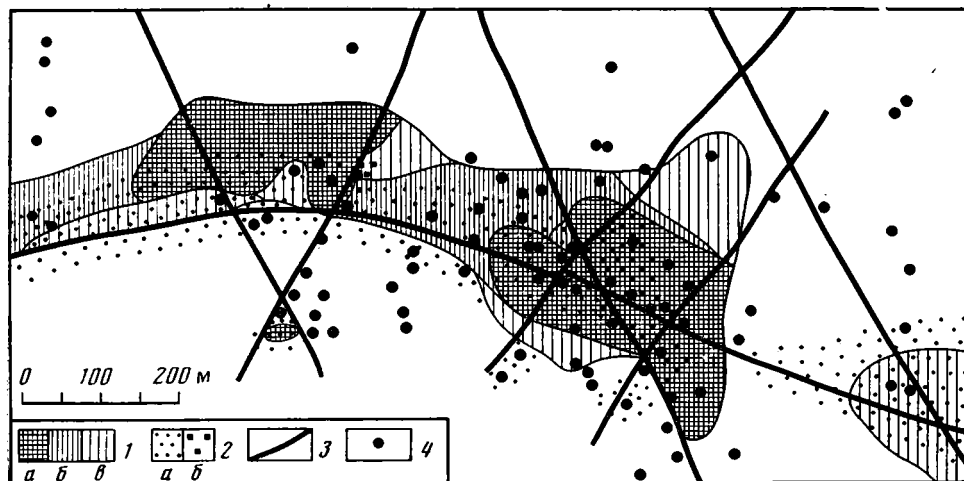
ОПАРЫШЕВА Л. Г.

Результаты минералого-геохимических исследований свидетельствуют о том, что изученное стратиформное урановое оруденение в пестроцветных породах девона — карбона не связано с какими-либо эпигенетическими изменениями окислительного характера, а обладает особенностями, сближающими его с близрасположенными эндогенными проявлениями в гранитоидах и вулканитах, а именно: контроль однотипным комплексом гидротермальных преобразований, сходный состав рудной минеральной ассоциации и набор элементов-спутников, одинаковый возраст оруденения, расположенность в пределах единой рудоконтролирующей тектонической зоны (фиг. 1), связь с серией пологих разрывных нарушений [5, 15, 18].

С пестроцветными терригенными толщами среднего — верхнего палеозоя связаны стратиформные месторождения ряда полезных ископаемых, и прежде всего меди и урана. Генезис этих месторождений дискуссионен и широко обсуждается в печати. По отношению к урановому оруденению в пестроцветных палеозойских формациях разными исследователями применены по существу все возможные рудогенетические концепции: 1) экзодиагенетическая, 2) пластово-инфильтрационная, 3) гидротермально-осадочная, 4) гидротермально-эпигенетическая, 5) полигенная, или полистадийная [1, 4, 6, 7, 9—11, 13, 16, 17, 19, 20].

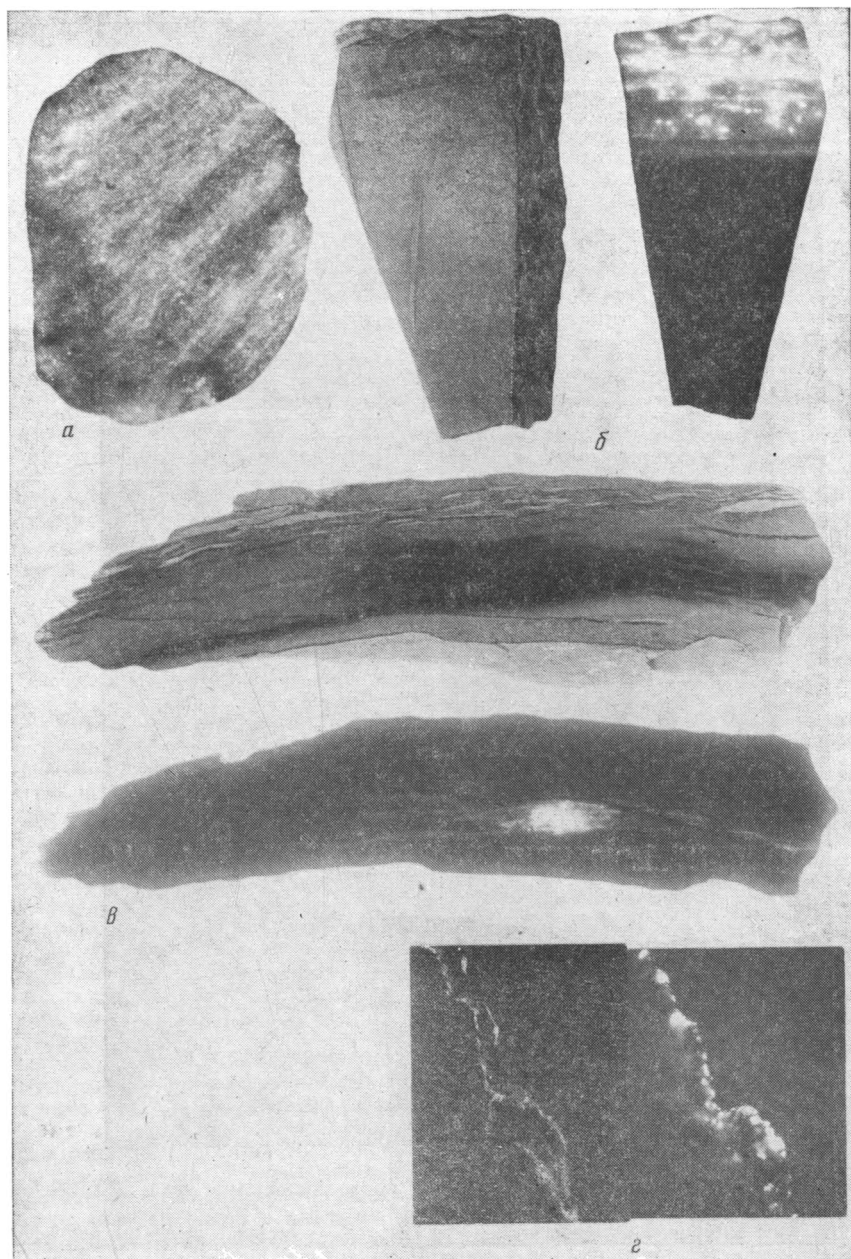
Первая из них связывает рудообразование с привносом урана кислородными грунтовыми водами и осаждением его на контакте свеженакопленных красноцветных и сероцветных аллювиальных осадков (на стадии их диагенеза); вторая — с последующей деятельностью металлоносных кислородных напорных вод, формировавших древние зоны пластового окисления (на стадии катагенеза вмещающих пород); третья — с внедрением ураноносных гидротермальных растворов снизу в бассейн седиментации; четвертая — с проявлением урановорудного гидротермального процесса уже в литифицированных породах; пятая сочетает некоторые из перечисленных вариантов — обычно экзодиагенетическую концепцию (первичное накопление урана) и пластово-инфильтрационную либо гидротермальную (вторичное перераспределение, нередко с дополнительным привносом рудного вещества).

Автором исследованы минералого-геохимические особенности ряда стратиформных урановых проявлений, расположенных в области новейшего орогенеза и связанных



Фиг. 1. Тектонические нарушения и изменения пород продуктивного горизонта и их соотношение с оруденением (составил А. В. Петров)

1 — рудоносная зона с участками оруденения (а — рядового, б — бедного, в — с признаками оруденения); 2 — изменения в песчаниках (а — хлоритизация, б — гематитизация); 3 — линия пересечения разрывных нарушений с продуктивным горизонтом; 4 — точки пересечения продуктивного горизонта буровыми скважинами

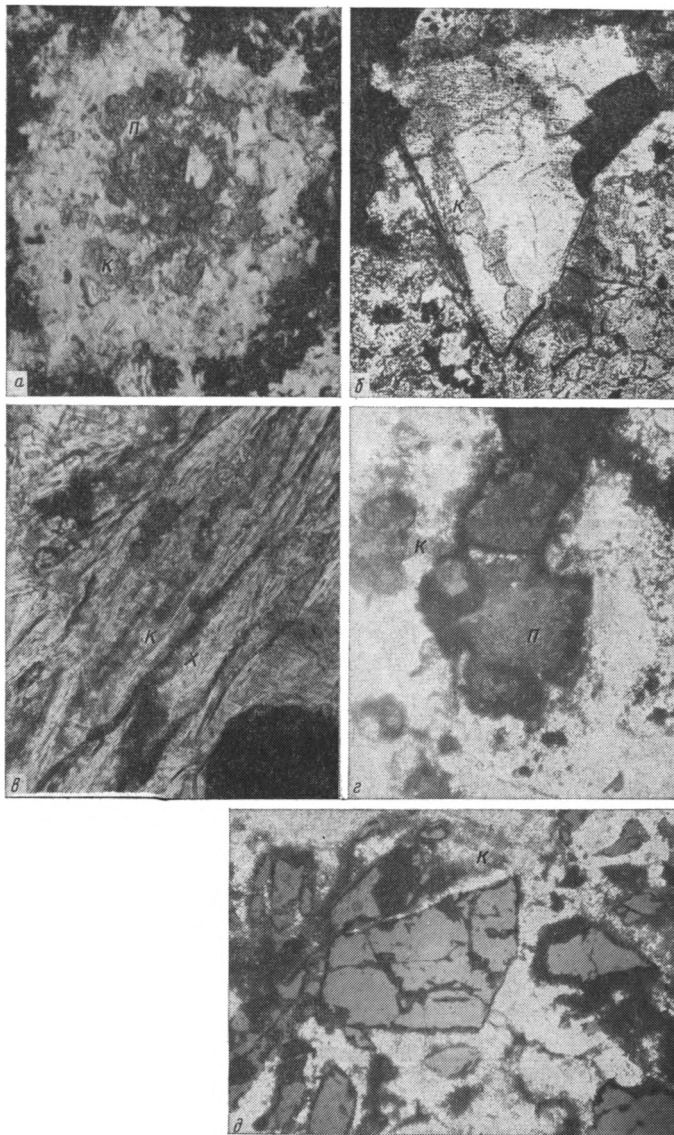


Фиг. 2. Характер распределения оруденения
а — рассеянный тип руд, радиография образца в нат. вел., эксп. 20 сут; *б* — тонковкрапленный и гнездовый типы руд (*б* — фото и радиография образца зерна в нат. вел., эксп. 3 сут; *в* — фото и радиография образца $\frac{1}{2}$ нат. вел., эксп. 3 сут); *г* — прожилковый тип руд, фото и радиография образца зерна в нат. вел., эксп. 10 сут

с породами пестроцветной средне-верхнепалеозойской толщи. Некоторые проявления, расположенные в горной части района, выведены на поверхность; остальные вскрыты буровыми скважинами.

По составу и особенностям строения разреза рудовмещающей толщи, морфологии рудных тел и вещественному составу рассматриваемая урановая минерализация имеет много общего с минерализацией, описанной И. А. Кондратьевой, Г. В. Комаровой, А. К. Лисициным [3, 14], П. П. Шиловским и В. Д. Сидельниковой [20], Н. Н. Железняком [12] и другими исследователями.

Проявления урана располагаются в толще пестроцветных терригенных молассоидных отложений позднего девона — раннего карбона, представленных частым переслаиванием песчаников, алевролитов, глин и конгломератов с редкими прослоями известня-



Фиг. 3. Коффинит (микрофотографии шлифов, проходящий свет, увел. 320, без анализатора)

а — скопление микрокристаллического коффинита (к — серый с высоким рельефом) с включениями кристаллов пирита (п — черный) в первично-красноцветном алевролите. Вокруг выделений коффинита ореолы осветления с внешней гематитизацией (черные агрегаты); *б* — прожилки и скопления коффинита, возникшие в результате замещения материала песчаника; коффинит корродирует обломок плагиоклаза, проникая в него по спайности (черное — сульфиды); *в* — коффинит (к — серые сфероиды и их скопления с высоким рельефом) концентрируется в хлориде вдоль микротрещин, выполненных пиритом; *г*—*д* — скопления коффинита (к — темный, серый) вокруг зерен дорудного пирита (*г* — в песчанике, где коффинит корродирует пирит и кварц, проникая в них по трещинкам, *д* — в гранитоидах)

ков. Среди серых пород нередко разности, относительно богатые углефицированным растительным детритом. Для верхней части рудовмещающей толщи характерно присутствие силлов порфиров и их пирокластов.

Рудные залежи имеют форму линз и линзообразных тел, обычно располагающихся цепью в пределах одного пласта или в разных пластах, кулисообразно друг над другом. Встречены и рудные тела, секущие напластование. Оруденение концентрируется в прослоях песчаников на границе с алевролитами, иногда проникая в последние.

Основная часть рудных скоплений располагается среди сероцветных литологических разностей, реже оруденелыми оказываются первичные красноцветы. Как в том, так и в другом случае оруденелые и соседние с ними участки отличаются от безрудных интенсивной трещиноватостью пород, насыщенностью зеркалами скольжения, прожилками кварца и кальцита. Сами рудные интервалы резко выделяются интенсивным

покраснением и появлением в окраске пород темных (от зеленых до черных) оттенков (фиг. 2, в).

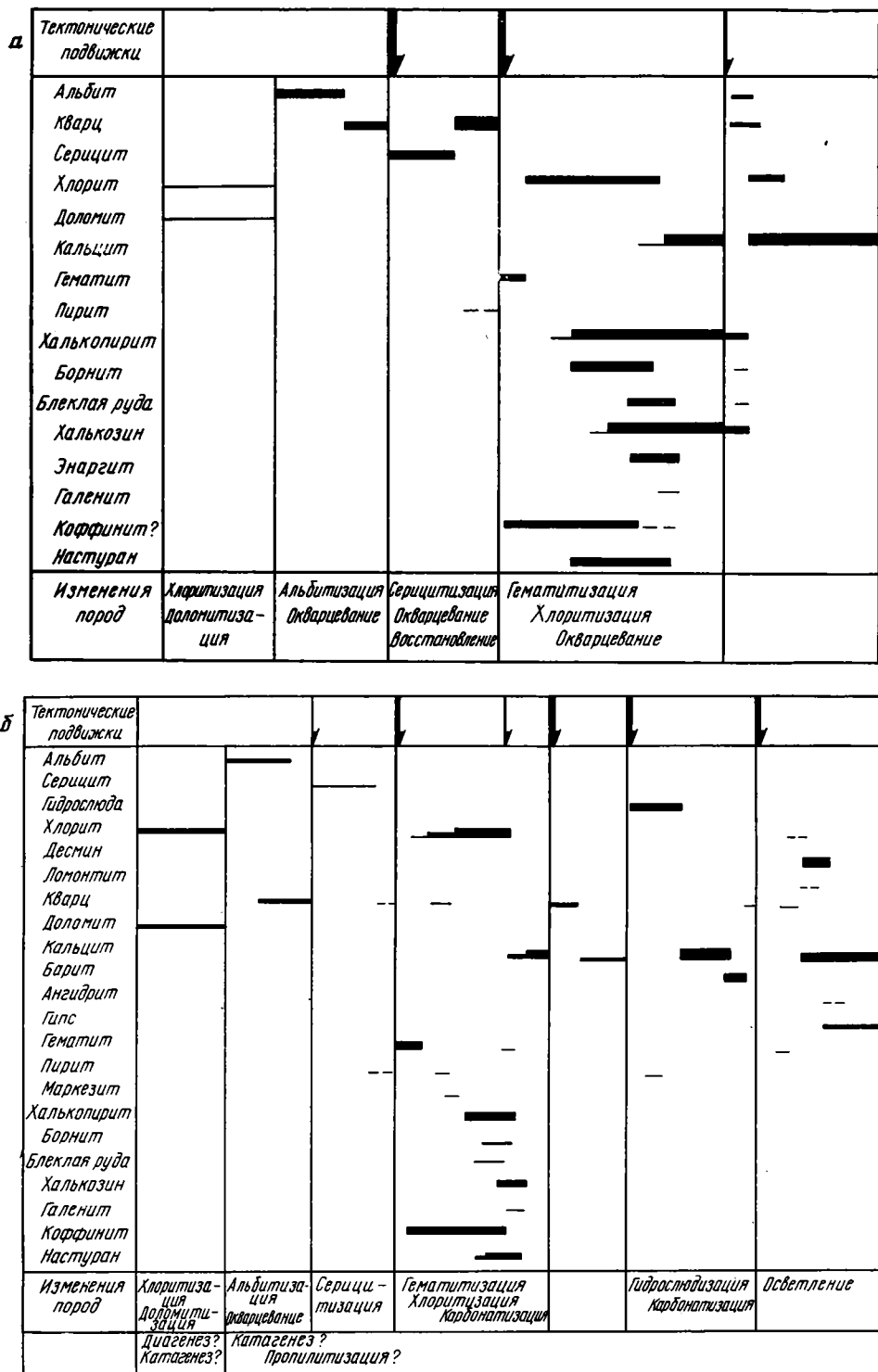
Покраснение — наиболее раннее из рудосопровождающих изменений. Оно фиксируется как в первично-серых, так и первично-красноцветных породах и вызвано присутствием тонкораспыленного гематита, импрегнирующего породу вдоль микротрещин и прожилков, по периферии обломков кислых эффузивов и калиевых полевых шпатов; в последние гематит проникает по спайности. Темно-зеленые оттенки оруденелых пород обусловлены новообразованным хлоритом и тонкой вкрапленностью ассоциирующих с ним дисульфидов железа, сульфидов меди и свинца. Хлорит представляет магнетитово-железистую разновидность. Выделяясь позднее гематита, он замещает первичный глинистый (гидрослюдистый) цемент песчаников и содержащие окислы железа обломки кислых эффузивов. Распределение гематита и метасоматического хлорита контролируется сетью тончайших микротрещинок (фиг. 3, в). Позднее возникали собственно хлоритовые с сульфидами, хлорит-кальцитовые и кальцитовые прожилки. Обычная последовательность отложения сульфидов: халькопирит→борнит→халькозин→→блеклые руды→галенит. Среди них преобладает халькопирит, встречены также пирротин, марказит, молибденит.

Урановая минерализация имеет рассеянный тонковкрапленный, гнездовый и прожилковый характер (см. фиг. 2), и представлена коффинитом (преобладает) и настураном. Коффинит присутствует в субмикроскопических (микроны, до сотых долей миллиметра) округлых, «рисовидных», изредка призматических обособлениях, и обуславливает рассеянный, дисперсный характер рудных выделений. Коффинит обычен для тонковкрапленных и гнездовых форм, встречен он также в зальбанах кальцитовых прожилков. В дисперсных рудах его скопления имеют обычно облик ажурной сети, отвечающей системе тончайших трещин. Выделения коффинита чаще всего ассоциируют с ранними, наиболее дисперсными генерациями хлорита и одновременно с гематитовой импрегнацией. Ранние генерации коффинита корродируют обломки кварца и кислых эффузивов. Цвет коффинита несомненно обусловлен примесью железа: его ранние выделения, совместные с гематитом, окрашены в бурые до бутылочно-зеленых цвета, поздние, ассоциирующие с чешуйчатым хлоритом, почти бесцветны в проходящем свете (см. фиг. 3, б). Настуран, выделявшийся в основном позже коффинита, тесно ассоциирует с последующими, более крупночешуйчатыми генерациями хлорита и сульфидами. Образует самостоятельные прожилки, гнезда, скопления каплевидной формы и часто слагает тонкоагрегативные смеси с гидрослюдами (цемент породы), хлоритом и коффинитом. Наблюдался случай развития урановых минералов в послойной трещине среди углистых пород, где значительная часть растительного детрита замещена глобулярным пиритом. Урановые минералы присутствуют здесь лишь в пределах околотрещинного ореола гематитизации — в основном на скоплениях глобулярного пирита (см. фиг. 2, б).

В тонковкрапленных рудах скопления коффинита развиваются вблизи реликтов дорудного пирита, окруженных ореолом интенсивной гематитизации; чаще же коффинит окружает выделения дорудного пирита без видимых ореолов гематитизации и проникает в них (см. фиг. 2, г). В ореолах гематитизации иногда видны пятна осветления, в центрах которых располагаются выделения коффинита или настурана в ассоциации с сульфидами (см. фиг. 3, а). Более крупные пятна осветления с внешним ореолом гематитизации характерны для гнездовых руд. Другая часть этих руд представлена скоплениями коффинита и настурана в ассоциации с хлоритом и сульфидами в участках хлоритизации. Ореолы гематитизации изредка фиксируются также вблизи ураносодержащих прожилков хлорита и карбонатов.

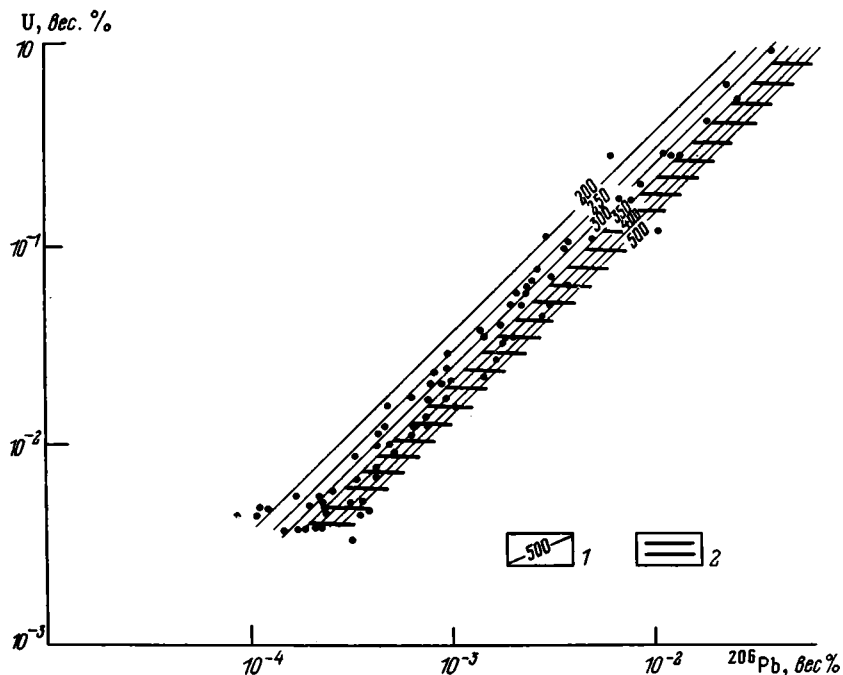
Кроме рудосопровождающих изменений (см. фиг. 1) вмещающие породы претерпели ряд иных преобразований. К наиболее ранним, видимо, имеющим региональное распространение, относится возникновение доломита в глинах и алевролитах, хлорита и альбита в породах с повышенными содержаниями обломков эффузивов, а также окварцевание, выразившееся в заполнении пор песчаников крипто- и микрокристаллическим кварцем, часто с лейстами альбита. Более локально проявленное последующее метасоматическое изменение — серицитизация, контролируемая на одних проявлениях мелкими трещинами, а на других — крупными, близкими к согласным тектоническими зонами. В последнем случае серицитизация сопровождалась окварцеванием, осветлением пород и возникновением заметных количеств пирита. Еще более поздними являлись процессы осветления, карбонатизации и гидрослюдизации, контролируемые крутопадающими зонами трещиноватости.

Урановорудный процесс несомненно более поздний, чем серицитизация, но более ранний, чем карбонатизация. Очевидно, что рудообразование и сопровождавшие его гематитизация и хлоритизация происходили в уже литифицированной среде, претерпевшей катагенетические изменения. При этом минералы четырехвалентного урана выделялись в локальных участках гематитизированных пород после окислов железа и перед основной массой сульфидов. Следовательно, ход эпигенетического минералообразования по своей геохимической направленности в данном случае был противоположен тому, который характеризует экзогенные, инфильтрационные месторождения, где восстановительная обстановка в породах по мере продвижения рудоконтролирующих зон лимонитизации последовательно сменяется окислительной [2, 3]. Вместе с тем нетрудно видеть, что общая схема минералообразующего процесса на описываемых стратиформных рудопоявлениях (фиг. 4) близка к последовательности минералообразования, свойственной гидротермальным месторождениям урана, рудная смолковая стадия которых сопровождается ореолом гематитизации пород и развитием пострудных кальцитовых жид [5, 8].



Фиг. 4. Схема последовательности минералообразования на проявлениях урана (а — выходящих на поверхность, б — вскрытых буровыми скважинами)

Детальные геологические наблюдения позволили установить контроль стратиформных рудных залежей на рассматриваемых рудопоявлениях пологими, близкими к согласным, зонами разрывных нарушений. Это наиболее отчетливо видно на участках выходов рудных скоплений на поверхность. При этом оруденение здесь часто распо-



Фиг. 5. Диаграмма соотношений между содержаниями U и ^{206}Pb в рудных пробах
 1 — изохроны радиологического возраста, проведенные через 50 млн. лет; 2 — поля с радиологическим возрастом, большим возраста вмещающих пород

лагается в интенсивно трещиноватых, осветленных, окварцованных, серицитизированных и пиритизированных породах (см. фиг. 2, в).

Обращает на себя внимание значительное минералого-геохимическое сходство охарактеризованных рудных скоплений с известными в том же регионе гидротермальными проявлениями урана в гранитах и кислых субвулканических породах [5, 15]. Эти проявления, как и основная часть стратиформных проявлений в средневерхнепалеозойской пестроцветной осадочной толще, располагаются в пределах единой региональной субширотной тектонической зоны, участвовавшей в герцинской тектонической активизации. Все эти рудоносные участки обладают общими особенностями вещественного состава и последовательности эпигенетического минералообразования. Урановая минерализация также представлена коффином (более ранний) и настураном; ее выделению предшествовала гематитизация, сопровождались хлоритизация и сульфидизация. Сходен и комплекс сопутствующих элементов: молибден, медь, свинец, серебро, мышьяк, сурьма, барий. Подобие минералообразующих процессов обусловило и общность некоторых особенностей локализации урановых минералов. В частности, коффинит и на упомянутых гидротермальных проявлениях концентрируется вокруг корродированных скоплений дорудного пирита (см. фиг. 3, а); урановая смолка наиболее типична в ассоциации с хлоритом и сульфидами (халькопиритом, молибденитом, галенитом, борнитом).

Таким образом, совокупность полученных данных указывает на то, что рассматриваемое стратиформное оруденение в терригенных пестроцветных породах среднего — позднего палеозоя имеет гидротермальную природу. В согласии с этим выводом находятся и данные определения абсолютного возраста руд, полученные изотопно-свинцовым методом (фиг. 5). Как и в случае гидротермальных проявлений того же района, возраст оруденения составляет 270—300 млн. лет (средний — поздний карбон), что соответствует этапу герцинской тектоно-магматической активизации палеозойского сводово-блокового поднятия.

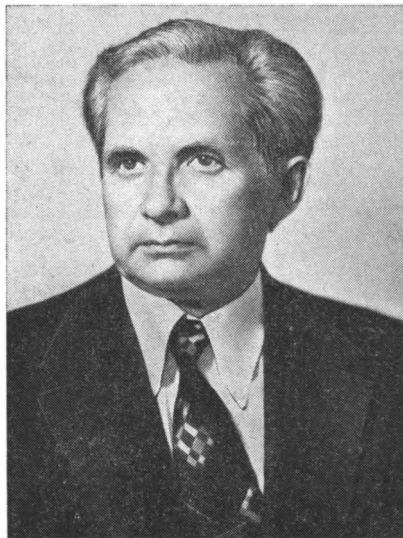
Вместе с тем признаков уранового оруденения иного генезиса — инфильтрационного, контролируемого окислительной эпигенетической зональностью [21], либо экзоэпигенетического, связанного с палеогоризонтами грунтовых вод, на изученных проявлениях не установлено.

Полученный генетический вывод, естественно, не распространяется на все случаи урановорудных скоплений в палеозойских пестроцветных терригенных толщах. Однако для рассматриваемого района он имеет определяющее значение, так как позволяет ориентировать поиски на выявление структур, перспективных на эндогенное оруденение в разнотипных геологических формациях, в том числе в стратифицированных толщах осадочных пород доактивизационного этапа.

1. *Анатольева А. И.* Домезозойские красноцветные формации/Под ред. Яншина Д. Л. Новосибирск: Наука, 1972. 93 с.
2. *Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И. и др.* Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М.: Атомиздат, 1965. 324 с.
3. *Батулин С. Г., Грушевой Г. В., Зеленова О. И.* Гидрогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1980. 270 с.
4. *Борисенко В. Н.* Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980. 83 с.
5. *Власов Б. П., Воловикова И. М., Гладышев Г. Д. и др.* Геология месторождений уран-молибденовой рудной формации. М.: Атомиздат, 1966. 184 с.
6. *Волжин Д. Д., Королев К. Г.* Особенности эпигенетического уранового оруденения в яшмовкварцитах.— Сов. геология, 1981, № 1, с. 42—49.
7. Геология и генезис месторождений урана в осадочных и метаморфических толщах/Под ред. Данчева В. И., Белевцева Я. Н. М.: Недра, 1980. 270 с.
8. Гидротермальные месторождения урана/Под ред. Вольфсона Ф. И. М.: Недра, 1978. 446 с.
9. *Данчев В. И., Лапинская Т. А.* Месторождения радиоактивного сырья. М.: Недра, 1980. 253 с.
10. *Данчев В. И., Стрелянов Н. П.* Экзогенные месторождения урана. М.: Атомиздат, 1979. 245 с.
11. *Данчев В. И., Стрелянов Н. П., Шиловский П. Н.* Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. М.: Атомиздат, 1966. 247 с.
12. *Железняк Н. Н.* Условия образования урановых руд в древних пестроцветных толщах.— В кн.: Месторождения урана. Зональность и парагенезисы. М.: Атомиздат, 1970, с. 292—319.
13. *Ипполито Ф.* Урансодержащие формации верхнепалеозойских пород Альп.— В кн.: Труды II Международной конф. по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1955 г.). Т. 8. М.: Атомиздат, 1958, с. 298—306.
14. *Кондратьева И. А., Комарова Г. В., Лисицин А. К.* Урановое оруденение в континентальных пестроцветных отложениях.— В кн.: Гидрогенные месторождения урана (основы теории образования). М.: Атомиздат, 1980, с. 143—149.
15. *Кашпиров С. Н.* Литолого-геохимические особенности локализации урановых руд в субвулканических интрузивах.— В кн.: Месторождения урана. М.: Атомиздат, 1970, с. 44—72.
16. Образование месторождений урана. (Тр. симпозиума по образованию месторождений урана. Афины, 6—10 мая 1974 г.). М.: Мир, 1976. 762 с.
17. *Перельман А. И.* Катагенез.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 8, с. 10—19.
18. *Рыбалова Э. К., Тананаева Г. А.* О возрастном соотношении даек диабазового порфирита с рудными прожилками на урановом месторождении.— Геология рудн. месторождений, 1963, № 2, с. 115—119.
19. *Финч В. М.* Уран в континентальных осадочных породах США, за исключением плато Колорадо.— В кн.: Материалы международной конференции по мирному использованию атомной энергии (Женева, 1955). Т. 6. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 701—709.
20. *Шиловский П. П., Сидельникова В. Д.* Геохимические ассоциации и зональное строение уран-селеновых рудных тел в песчаниках красноцветной толщи.— В кн.: Очерки геохимии эндогенных и гипергенных процессов. М.: Наука, 1966, с. 237—280.
21. *Шмариович Е. М.* О механизме пластово-инфильтрационного рудоотложения.— Сов. геология, 1976, № 2, с. 80—89.

Мингео СССР,
Москва

Поступила в редакцию
21.VI.1983



К ШЕСТИДЕСЯТИЛЕТИЮ В. Н. ХОЛОВОДА

21 августа 1985 г. исполняется 60 лет известному советскому литологу, геохимику и специалисту в области осадочных рудных месторождений, Главному редактору журнала «Литология и полезные ископаемые», лауреату Государственной премии СССР, доктору геолого-минералогических наук Владимиру Николаевичу Холодову.

В. Н. Холодов принадлежит к тому поколению ученых, сознательная жизнь которых началась во время Великой Отечественной войны; после окончания средней школы в 1943 г. он ушел на фронт и в течение двух лет — вначале в должности радиотелеграфиста, а затем начальника радиостанции принимал участие в боевых действиях I Украинского, а позднее — Ленинградского фронтов.

После окончания войны и демобилизации В. Н. Холодов поступил на геологоразведочный факультет Московского нефтяного института имени академика И. М. Губкина, который и окончил в 1951 г. Будучи оставленным в аспирантуре на кафедре петрографии осадочных пород МНИ, он работал над своей кандидатской диссертацией под руководством чл.-кор. АН СССР, проф. Л. В. Пустовалова.

В это время научные интересы В. Н. Холодова сосредоточиваются на проблемах формирования экзогенных месторождений радиоактивных элементов. Им было убедительно показано, что не процессы седиментации в морском палеоводоеме, а более поздние эпигенетические явления определяют формирование залежей урановых руд, заключенных в карбонатных породах. Литолого-геохимическими исследованиями В. Н. Холодова была подтверждена ведущая роль подземных вод в процессах уранового рудогенеза, обоснованы представления об эпигенетической минералого-геохимической зональности ураноносных толщ, намечены новые пути для разработки теории генезиса редкометалльных месторождений.

В 1955 г. В. Н. Холодов защитил кандидатскую диссертацию, а в 1957 г. был приглашен чл.-кор. АН СССР К. А. Власовым для работы в Институте минералогии и геохимии редких элементов (ИМГРЭ); здесь в должности старшего научного сотрудника он возглавил группу сотрудников, изучавших условия образования и закономерности размещения осадочных месторождений редких элементов.

Большой вклад внес В. Н. Холодов в исследование геохимических особенностей и условий формирования редкометалльных концентраций в фосфоритах и фосфоритоносных толщах, а также в проблему распределения редких элементов в железных рудах, бокситах, солях и соленосных отложениях, в нефтях, в красноцветных и угленосных толщах и подземных водах.

Обобщение всего этого фактического материала, выполненное В. Н. Холодовым на основе формационного и фациального анализа с привлечением данных о кларках редких элементов в осадочных породах, позволило сформулировать новые принципы типизации месторождений редких элементов в осадочных породах и создать их рациональную классификацию.

Итоги работы сотрудников ИМГРЭ были опубликованы в трехтомной монографии «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов» (М.: Наука, 1966). За эту работу, имеющую большое теоретическое и народнохозяйственное значение, в 1967 г. наряду с другими ведущими сотрудниками ИМГРЭ В. Н. Холодов был удостоен Государственной премии СССР.

В декабре 1965 г. В. Н. Холодов поступил на должность старшего научного сотрудника в отдел вулканогенно-осадочных формаций Геологического института АН СССР; здесь им детально исследуются литолого-фациальные условия образования пластовых фосфоритов Каратауского фосфоритоносного бассейна. В результате было показано, что «черные» ванадиеносные сланцы и фтаниты образовывались в относительно глубоко-

водной обстановке, тогда как пластовые фосфориты накапливались в области литорали, в непосредственной близости от берега морского палеоводоёма.

В 1970 г. В. Н. Холодов успешно защитил докторскую диссертацию на тему «Осадочные концентрации ванадия, их типы, закономерности размещения и генезис». В этой работе была обоснована новая типизация месторождений ванадия, рассмотрен механизм, определяющий формирование разных генетических типов ванадиевых скоплений, описаны глобальные закономерности распределения ванадиевых руд в осадочном чехле. Анализ металлогении ванадиевых осадочных месторождений привел к выводу, что они возникли за счет разрушения более древних основных магматических пород типа габброидов или габброанортзитов. Основные положения диссертации были изложены в книге «Осадочный рудогенез и металлогения ванадия», в 1976 г. она была отмечена премией МОИП.

В 1970 г. В. Н. Холодов начал цикл исследований под руководством акад. Н. М. Страхова, а в 1975 г. был утвержден в должности заведующего Лабораторией геохимии осадочных пород ГИН АН СССР.

В этот период В. Н. Холодов особенно большое внимание уделяет сравнительно-литологическому исследованию геохимии современных осадков Черного и Каспийского морей, а также древних отложений Крымско-Кавказского региона. Целью этих работ является выяснение относительного вклада разных стадий осадочного породообразования в формирование скоплений малых и редких химических элементов.

В результате была разработана диагенетическая модель концентрации металлов в черносланцевых толщах миоцена. Кроме того, изучение катагенетических процессов, происходивших в Восточно-Предкавказском осадочном бассейне, позволило В. Н. Холодову охарактеризовать важнейшие факторы, определяющие развитие элизионных систем, и генетически связать с ними определенные типы стратиформных месторождений, а также залежи нефти, аномально высокие пластовые давления и грязевой вулканизм.

В конечном счете все это определило новый подход к процессам катагенеза; В. Н. Холодовым было предложено рассматривать их как результат взаимодействия подземных вод и пород, выделить среди них различные типы (инфильтрационный, гравитационно-раствольный и элизионный катагенез), связать их с определенными группами рудных месторождений и исследовать те разновидности минералого-геохимической зональности, которые сопровождают эти явления.

С середины 70-х годов В. Н. Холодов разрабатывает общетеоретические проблемы литологии, и в первую очередь проблему эволюции осадочных процессов в истории Земли.

Им была обоснована гипотеза эволюции питающих провинций континентального блока и установлено влияние этих провинций на образование месторождений фосфоритов, железных и марганцевых руд, редкометалльных черных сланцев и других стратиформных рудных залежей. На основании анализа большого литературного материала было показано, что осадочные месторождения, формирующиеся в палеобассейнах на разных этапах развития питающих провинций, в основном наследуют химический состав преобладающих магматических образований.

В последние годы В. Н. Холодовым совместно с чл.-кор. АН СССР П. П. Тимофеевым развивалось представление об эволюции бассейнов седиментации. При этом было показано, что развитие бассейнов седиментации во времени шло по линии: мелководные морские озероподобные водоемы → внутриконтинентальные моря → эпиконтинентальные моря → межконтинентальные моря → океаны. Собственно океанские бассейны возникли в течение мезозойско-кайнозойского этапа развития планеты и, по-видимому, отсутствовали в палеозое и докембрии.

В. Н. Холодовым опубликовано около 170 научных работ, в том числе пять крупных монографий. Многие работы В. Н. Холодова переведены на иностранные языки. В. Н. Холодов проводит немалую редакторскую работу — под его редакцией было издано более 25 монографий и сборников.

В. Н. Холодов выполняет большую научно-организационную работу. С 1967 г. он работает в редколлегии журнала «Литология и полезные ископаемые», вначале ответственным секретарем и заместителем главного редактора, а с 1980 г. — главным редактором. Он является первым заместителем председателя Междуведомственного литологического комитета, членом трех специализированных ученых советов, членом Международной ассоциации седиментологов, председателем комиссии по научному наследию акад. Н. М. Страхова; он также возглавляет секцию руд редких и цветных металлов Междуведомственного литологического комитета. Под руководством В. Н. Холодова подготовлен и защищен ряд кандидатских диссертаций; он читает курс лекций по геохимии осадочных пород в Московском университете, неоднократно выступал с лекциями в других вузах страны.

Свое шестидесятилетие Владимир Николаевич Холодов встречает в расцвете творческих сил. Ему свойственны увлеченность и преданность науке, большая работоспособность, неиссякаемая энергия, научная принципиальность и высокий творческий потенциал.

Друзья и коллеги от всей души желают ему новых научных достижений, крепкого здоровья и большого человеческого счастья.

Редакционная коллегия

Междуведомственный литологический
комитет



ВЛАДИМИР АЛЕКСАНДРОВИЧ ГРОССГЕЙМ

Советская наука понесла тяжелую утрату — 18 декабря 1984 г. скоропостижно скончался крупнейший ученый в области литологии и геологии нефти и газа, доктор геолого-минералогических наук, профессор Владимир Александрович Гроссгейм, консультант ВНИГРИ, ранее заведовавший отделом литологии и коллекторов. С его именем у нас в стране связано становление и развитие изучения литологических и стратиграфических ловушек и залежей нефти и газа. В течение многих лет он возглавлял соответствующие отраслевые проблемы, участвовал в решении ряда весьма актуальных вопросов литологии.

В. А. Гроссгейм родился 10 апреля 1915 г. в городе Днепропетровске в семье крупного ученого-ботаника, впоследствии действительного члена АН СССР. Семейное воспитание способствовало формированию ученого-естествоиспытателя. Геологическую деятельность Владимир Александрович начал, будучи студентом Азербайджанского индустриального института им. Азизбекова, который окончил в 1938 г. Его интересы были сосредоточены на вопросах стратиграфии, палеогеографии, нефтеносности юго-восточного Кавказа.

С сентября 1941 г., будучи офицером стрелковых подразделений, участвовал в боях на Южном и Крымском фронтах, три года находился в плену и участвовал в движении лагерного сопротивления, был освобожден советскими войсками в Норвегии в день Победы, участвовал в расследовании нацистских преступлений. По возвращении на родину работал сначала в ЦНИЛе Ухтнефтекомбината, а в 1947—1950 гг. в Дагестанской экспедиции ВНИГРИ, изучал олигоценовые и неогеновые отложения Восточного Предкавказья. В эти годы проявился его интерес к проблеме литологических ловушек нефти и газа.

В 1948 г. В. А. Гроссгейм защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Кюлюлинские песчаники верхнего альба юго-восточного Кавказа как коллектор нефти».

Десятилетний период деятельности В. А. Гроссгейма (1950—1960 гг.) был связан с Краснодарским краем, где он сначала работал в тресте «Черноморнефть», а с 1953 г. руководил лабораторией стратиграфии и литологии Краснодарского филиала ВНИИНефть. За эти годы им была разработана новая схема палеогена для разных структурно-фациальных зон Западного Кавказа, выяснены условия их осадкообразования и проанализированы перспективы нефтеносности. В. А. Гроссгейм стал признанным специалистом по стратиграфии и палеогеографии палеогена и впоследствии являлся руководителем палеогеновой комиссии МСК и редактором палеогеографических карт палеогена в атласах Русской платформы и СССР. В этот же период он изучал неоген Западно-Кубанского прогиба и меловой флиш северо-западного Кавказа.

В 1959 г. им была защищена уникальная по своему содержанию докторская диссертация «История терригенных минералов в мезозое Северного Кавказа и Предкавказья». Эта работа внесла существенный вклад в разработку вопросов терригенно-минералогического анализа.

Последний, 25-летний период деятельности В. А. Гроссгейма связан с ВНИГРИ, где с 1965 г. он возглавлял сектор литологии, стратиграфии и палеогеографии, а с 1969 г. — отдел литологии и коллекторов. Основное внимание лично В. А. Гроссгейма и его сотрудников было сосредоточено на двух взаимосвязанных проблемах: совершенствование методики палеогеографических исследований и разработка методов поисков литологических ловушек нефти и газа. Владимир Александрович был убежден, что основой понимания условий формирования, размещения и прогнозирования таких ловушек и приуроченных к ним залежей является палеогеография. По этим вопросам

им опубликовано несколько монографий, множество статей и отредактирована серия сборников трудов, карт, проведен ряд всесоюзных и рабочих совещаний и семинаров. Общий список его трудов превышает 200 наименований. Научный диапазон публикаций исключительно широк и разнообразен. Многие результаты его исследований вошли в учебники и учебные пособия. Наряду с разносторонней научной деятельностью В. А. Гроссгейм систематически вел большую научно-организационную работу в ученых и специализированных советах ВНИГРИ и ЛГУ, был членом Межведомственного стратиграфического комитета, Комиссии по осадочным породам при Отделении наук о Земле АН СССР, преобразованной в 1972 г. в Межведомственный литологический комитет; был редактором и одним из основных авторов карт палеогена Атласа палеогеографических карт СССР.

Одной из наиболее важных сторон своей деятельности Владимир Александрович считал работу по подготовке молодых специалистов, которой он уделял много внимания и сил как в стенах Ленинградского государственного университета, где он был председателем государственной экзаменационной комиссии, так и во ВНИГРИ, где руководил работами аспирантов и соискателей.

Напряженная научная и организационная деятельность не мешала Владимиру Александровичу живо интересоваться различными сторонами политической и культурной жизни, быть знатоком живописи и художественной литературы.

В. А. Гроссгейм обладал удивительной работоспособностью, творческим потенциалом, широкой эрудицией. Владимир Александрович был доброжелательным, удивительно чутким и отзывчивым человеком и в то же время требовательным и принципиальным ученым. Это снискало ему уважение и любовь широкой геологической общественности. Светлая память о Владимире Александровиче, посвятившем свою жизнь развитию отечественной науки, навсегда сохранится в наших сердцах.

Редакционная коллегия

Межведомственный
литологический комитет ВНИГРИ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

EDITORIAL BOARD:

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

Адрес редакции:

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

телефон 230-81-77

Зав. редакцией Т. А. Шелепина

Технический редактор *Е. И. Гришина*

Сдано в набор 03.06.85	Подписано к печати 18.07.85	Т-00995	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6	Усл. кр.-отт. 13,3 тыс.	Уч.-изд. л. 14,3. Бум. л. 4,5
Тираж 1032 экз. Зак. 4476			

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

Цена 1 р. 80 к.

Индекс 70493

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕ- И УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ. [Труды Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Вып. 634]. 10 л. 1 р. 50 к.

Сборник посвящен развитию основных направлений научной деятельности лауреата Ленинской премии профессора М. К. Коровина. Рассмотрены проблема нефте- и угленосности палеозоя и мезозоя, особенности геологического строения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы в связи с их нефтегазоносностью, палеогеографические, литологические, палеонтологические характеристики, условия образования угленосных районов.

Книга представит интерес для геологов, литологов, палеонтологов.

Ключина М. Л. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ УРАЛА В ОРДОВИКСКОМ ПЕРИОДЕ. 17 л. 2 р. 60 к.

Книга продолжает серию очерков по палеогеографии Урала и освещает основные элементы физико-географической обстановки. На Урале в ордовике существовали субмеридиональные фациальные зоны постепенно сменяющихся условий осадконакопления с запада на восток от континентальных к прибрежно-морским, шельфовым, склоновым и океаническим. Приведена подробная литологическая и фациальная характеристика этих зон, показана приуроченность полезных ископаемых к фациальным обстановкам.

Издание рассчитано на стратиграфов и литологов.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Коммунистическая, 51; 320093 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148; 343900 Краматорск, Донецкой области, ул. Марата, 1; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7; 220012 Минск, Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.