



ISSN 0024-497X

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

4

1980

ЛИТОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1963 ГОДУ
ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД
МОСКВА

4

ИЮЛЬ — АВГУСТ

1980

СОДЕРЖАНИЕ

- Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ероцев-Шак В. А., Ильин В. А., Бебешев И. И. Особенности современного гидротермального литогенеза 3
- Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Осадконакопление в поздне-палеозойских и мезозойских прогибах Тихоокеанского кольца (на примере Сахалина, Калифорнии, Японии) 17
- Елисеев В. И. Россыпи береговой области зарубежных стран и их генетические типы 33
- Липкина М. И. Глауконитоносные породы подводных вулканических гор Японского моря 44
- Хворова И. В., Ильинская М. Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования 55
- Вознесенская Т. А. Субаркозовый флиш в каледонидах Западной Монголии 68
- Холодов В. Н., Комарова Г. В., Лисицин А. К. К проблеме эпигенетического доломитообразования 81
- Войновский А. С., Горлицкий Б. А., Кузьменко Л. С. Метаморфизованные осадочные и эффузивные формации и некоторые особенности строения центральной части Украинского щита 96
- Юдович Я. Э. Опыт новой вещественно-генетической классификации конкреций и конкреционных пород (в порядке обсуждения) 110

Краткие сообщения

- Бондаренко В. Г. Генезис и перспективы нефтегазоносности готерив-аптских песчаников равнинного Крыма 124
- Кулешов В. Н., Волохин Ю. Г. Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов карбонатсодержащих пород Удско-Шантарского района 131

Хроника

- Казанский Ю. П. VIII конференция по минералогии и петрологии глин в г. Теплице (ЧССР) 136
- Гордеев В. В. Международный семинар «Речной сток в океанические системы» 138
- К 100-летию со дня рождения Александра Андреевича Дубянского (1880—1974) 142

26

f

LITHOLOGY and MINERAL RESOURCES

4

JULY — AUGUST

1980

CONTENTS

<i>Timofeev P. P., Naboko S. I., Eroshchev-Shak V. A., Iljin V. A., Bebeshev I. I.</i> Peculiarities of recent hydrothermal lithogenesis	3
<i>Brodskaya N. G., Gavrilov V. K., Solovieva N. A.</i> Sedimentation in Late Paleozoic and Mesozoic troughs of the Circum Pacific (on example of Sakhalin, California, Japan)	17
<i>Eliseev V. I.</i> Placers of the near-shore area of foreign countries and their genetic types	33
<i>Lipkina M. I.</i> Glauconite-bearing rocks of underwater volcanic mountains of the Sea of Japan	44
<i>Khvorova I. V., Iljinskaya M. N.</i> Upper Devonian greywacke deposits of the South Urals and mechanism of their formation	55
<i>Voznesenskaya T. A.</i> Subarkose flysch in caledonides of West Mongolia	68
<i>Kholodov V. N., Komarova G. V., Lisitsin A. K.</i> On problem of epigenetic dolomite formation	81
<i>Voinovsky A. S., Gorlitsky B. A., Kuzmenko L. S.</i> Metamorphosed sedimentary and effusive formations and some peculiarities of structure of the central part of the Ukrainian shield	96
<i>Yudovich Ya. E.</i> The new principle of material-genetic classification of nodules and nodulous rocks (discussion)	110

Brief communications

<i>Bondarenko V. G.</i> Genesis and prospects for oil and gas content of Hauterivian-Aptian sandstones of the Plain Crimea	124
<i>Kuleshov V. N., Volokhin Yu. G.</i> Isotopic composition of carbon and oxygen of calcite of carbonate-bearing rocks of Udsko-Shantarsky region	131

Chronicles

<i>Kazansky Yu. P.</i> VIII Conference on mineralogy and petrology of clays in the town of Teplicze (Czechoslovakia)	136
<i>Gordeev V. V.</i> International Seminar «River run-off into the oceanic systems»	138
On the Centenary of Aleksandr Andreevich Dubyansky (1880—1974)	142

УДК 551.23 : 553.042

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

II. ПОДВОДНЫЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ

**П. П. ТИМОФЕЕВ, С. И. НАБОКО, В. А. ЕРОЩЕВ-ШАК,
В. А. ИЛЬИН, И. И. БЕБЕШЕВ**

Подводный гидротермальный литогенез протекает в осадках морей и океанов в условиях повышенного эндогенного теплового потока под действием гидротермальных растворов. Основным литогенетическим фактором является химический состав этих растворов. Продукты гидротермального литогенеза — глинистые и рудные минералы. Глинистые минералы образуются при трансформации и структурной упорядоченности монтмориллонита, сформировавшегося при седиментогенезе или гальмиролизе осадка. Трансформация осуществляется в процессе поглощения из растворов ионов K^+ и Mg^{+2} и кристаллохимических перестройках в октаэдрах и тетраэдрах структуры 2:1. При этом образуются смешанослойные слюда-монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые минералы с конечными продуктами — гидрослюдой глауконитово-селадонитового типа и хлоритом. Для подводного литогенеза характерно обогащение осадка рудными компонентами и перекристаллизация рудных минералов.

Продукты и процессы подводного гидротермального литогенеза, к сожалению, не могут быть изучены с такою же полнотой, как наземного (Тимофеев и др., 1979). Подводный литогенез связан с подводным вулканизмом, о котором Н. М. Страхов (1963) говорил, что о формах и особенностях его мы можем лишь судить на основе морфологии дна, составе осадков и знаний наземного вулканизма с коррективами на подводные условия. Это положение в полной мере относится и к подводному гидротермальному литогенезу.

Современный гидротермальный литогенез развит в толще осадка с повышенным эндогенным тепловым потоком, локализованным в рифтовых долинах и районах глубинных разломов. Как правило, гидротермальный литогенез генетически связан с магматической деятельностью, проявляющейся в этих геоструктурных зонах морей и океанов. Подводный гидротермальный литогенез выражен в развитии в осадках глинистых и рудных минералов, в изменении структуры осадков и формировании в ряде случаев стратиформных руд. В работе использованы материалы, полученные в 22-м рейсе НИС «Курчатов» в Красном море и в 43-м и 48-м рейсах НИС «Витязь» в пределах Южной котловины Тихого океана.

КРАСНОЕ МОРЕ (ПОЛИГОН 4)¹

В гидротермальных осадках Красного моря, состоящих в основном из железистого монтмориллонитового геля, в процессе гидротермального литогенеза осуществляется его раскристаллизация и трансформация.

¹ Полигоны 1—3 рассмотрены ранее П. П. Тимофеевым и др. (1979).

При этом формируется серия смешанослойных слюда-монтмориллонитовых минералов со слюдистыми слоями глауконитово-селадонитового типа и монтмориллонитовыми, сложенными нонтронитом, и смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы с конечным продуктом — железистомагнезиальным хлоритом.

В центральной части Красного моря располагается система впадин глубиной более 2000 м, заполненных горячими высокоминерализованными рассолами. Впадины локализованы в пределах осевой зоны рифта и приурочены к серии разломов, имеющих субмеридиальное простираение. Выделяются две крупные впадины: Атлантис II и Дискавери — и ряд более мелких (фиг. 1). Наиболее крупная впадина Атлантис II, которая представляет собой удлиненную котловину, вытянутую в северо-северо-западном направлении. Размер впадины Атлантис II по изобате 2000 м составляет 70 км², наибольшая глубина ее 2170 м. У впадины Дискавери округлая форма и плоское дно с максимальной глубиной 2220 м, площадь ее 10 км², у остальных впадин сильно вытянутые формы, небольшие размеры порядка 2—3 км² и глубины около 2000 м. В некоторых впадинах в настоящее время не обнаружены горячие рассолы, но в осадках этих впадин на глубинах 220—310 см прослеживаются горизонты, состоящие из гетита, который формируется непосредственно из рассолов (Bischoff, 1969). Последнее позволяет предположить, что ранее горячие минерализованные воды были более широко распространены и заполняли многие рифтогенные впадины Красного моря.

Температура поверхностных вод Красного моря колеблется в зависимости от сезона от 26 до 30°С, средняя соленость вод равна 37‰. Во впадине Атлантис II ниже глубины 2009 м располагается слой рассолов, характеризующихся температурой 44,2°С, и соленостью 123‰. Ниже глубины 2042 м распространен рассол с температурой 56,5°С и соленостью 257‰. Между верхним слоем рассола и нормальной красноморской водой существует переходная зона мощностью 25 м, вызванная турбулентным перемешиванием воды. Мощность переходной зоны между нижним и верхним слоями рассола около 5 м. Наличие в верхней части слоя рассолов активного турбулентного движения обусловлено конвекционным потоком над неоднородным источником тепла, расположенным на две впадины (Эмери и др., 1974). Температура осадков во впадине Атлантис II достигает 62,3°С. Для этой впадины отмечается положительный термический градиент, равный 3,78°/м. Тепловой поток во впадине Атлантис II составляет 15—20 мккал/см²·с. Во впадине Дискавери рассол с температурой 36°С располагается ниже глубины 2023 м, а с глубины 2042 м температура рассола 44,7°С, соленость 257‰, т. е. при одинаковой солености с глубинным рассолом впадины Атлантис II рассол впадины Дискавери имеет более низкую температуру. Во впадине Дискавери отмечается отрицательный термический градиент, равный 0,015°/м. Химический состав рассолов обеих впадин близок. Во впадине Дискавери распространены рассолы, идентичные рассолам верхнего горизонта впадины Атлантис II. Все это свидетельствует о поступлении рассолов из глубинных зон во впадину Атлантис II, а при повышении уровня рассолов в этой впадине — о миграции их оттуда в остальные впадины, в частности в Дискавери, и растекании по дну Красного моря.

Рассолы впадин Красного моря представляют собой уникальное явление и имеют сложный генезис. Многими исследователями показано, что рассолы не являются простым продуктом эвапоризации красноморской нормальной воды. Наиболее логичным выводом, полученным Х. Крейгом (1974) на основании изучения геохимии термальных рассолов с использованием изотопных данных серы и углерода, является модель обогащения нормальной красноморской воды хлором, магнием, а также другими компонентами в результате просачивания ее сквозь

широко развитые эвапоритовые осадки. Согласно этой концепции, рудные компоненты извлекались из глинистых осадков и мигрировали в виде хлоридных комплексных соединений. При движении в пределах рифтовой зоны Красного моря с повышенными величинами теплового потока рассолы прогревались и просачивались вверх по термовыводящим каналам к поверхности дна в пределах впадины Атлантис II. Однако эта гипотеза достаточно убедительно не объясняет наличие повышенных содержаний в системе рассол — осадок таких элементов, как железо, марганец, свинец, цинк, литий, медь, кобальт и др., и их неравномерное послойное распределение в осадках. Не вскрывается также роль глубинных вод магматического очага в качестве флюида — теплоносителя и переносчика перечисленных элементов. По-видимому, щелочная базальтовая магма красноморской рифтовой зоны помимо теплового влияния служит источником эксгальций ряда элементов рудоносных растворов. Таким образом, красноморская гидротермальная система является сложным генетическим образованием, состоящим из вод морского формирования, обогащенных элементами растворенных эвапоритов, рудными компонентами из глинистых осадков и рудными компонентами магматических эксгальций. Прогрев вод осуществляется тепловым потоком, генерируемым рифтовыми базальтами.

Современные осадки в пределах гидротермальной системы представлены несколькими типами (фациями, по Дж. Бишоффу, 1974). Грубозернистые осадки алевритовой и песчаной размерности, коричневатого цвета, сложенные раковинами фораминифер, кварцем и полевым шпатом с примесью глинистых минералов, распространены за пределами впадин. Железистомонтмориллонитовые осадки темно-бурого цвета, состоящие в основном из гидроокислов железа и гелеподобного монтмориллонита, формируют поверхностный слой во впадине Атлантис II. Осадки оранжево-желтого цвета, содержащие исключительно гетит и аморфные гидроокислы железа с примесью монтмориллонита, как правило, подстилают грубозернистые или железистомонтмориллонитовые осадки. Эти осадки наблюдаются во всех впадинах и даже прослежены в 150 км южнее впадин. Мощность их во впадинах от 1 до 4 м, в удаленных участках до 1 см. Сульфидные осадки черного цвета, состоящие из моносulfида железа, марматита или сфалерита, халькопирита и пирита, распространены только во впадине Атлантис II. Мангансидеритовые коричневые осадки с примесью глинистых минералов встречаются довольно широко. Они образуют маломощные прослои среди железистомонтмориллонитовых и гетитовых осадков. Осадки, сложенные ангидритом, образуют прослои мощностью до 20 см. Манганитовые черные осадки мощностью от 15 до 50 см прослежены только во впадине Атлантис II. Во всех типах осадка помимо рудных компонентов присутствуют глинистые минералы и карбонаты. Во впадине Атлантис II глинистые минералы полностью слагают некоторые маломощные прослои среди рудоносных осадков. Таким образом, во впадине Атлантис II распространены почти все типы осадков, тогда как в остальных впадинах и за пределами впадин набор осадков более ограничен и представлен гетитовыми разностями со значительным содержанием карбонатов и примесью аллотигенного материала.

Осаждение железорудных компонентов осуществляется при смешении рудоносных растворов с нормальной морской водой. Об этом свидетельствует повышенное образование взвеси, состоящей из аморфных гидроокислов железа в слое рассолов с температурой 44°С (Бишофф, 1974). Будучи хорошим сорбентом, аморфные гидроокислы железа обогащаются такими рудными компонентами, как цинк, свинец, кобальт, медь и др. Кроме того, аморфные гидроокислы железа являются катализатором при осаждении и полимеризации кремния. Осаждение кремнезема и формирование железистого монтмориллонита, по мнению

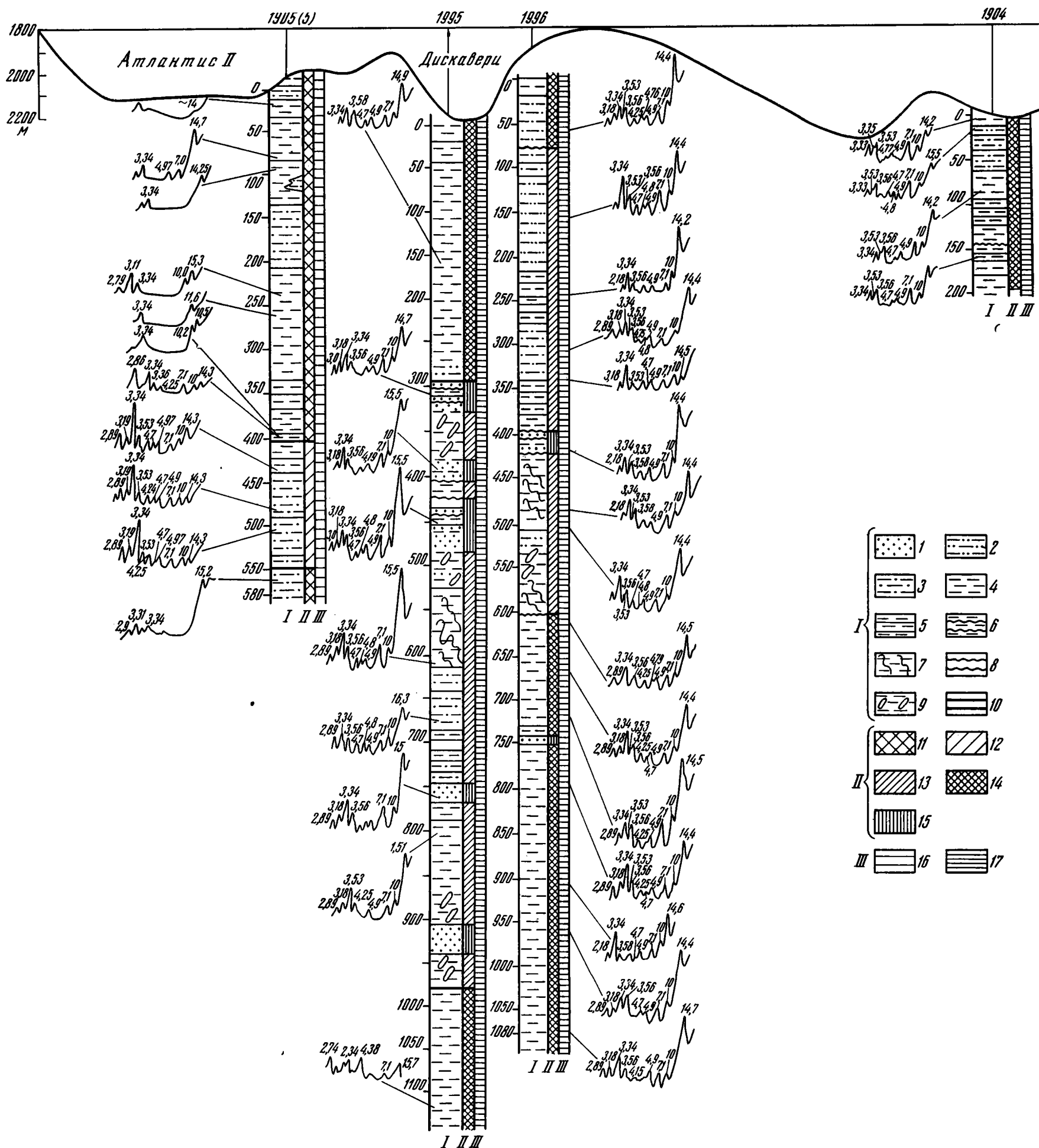
Дж. Бишоффа, также осуществляется из рассолов, но на большей глубине по сравнению с гидроокислами железа, в условиях с пониженным содержанием кислорода. Ангидрид мог образовываться в результате взаимодействия SO_4^{2-} морской воды и Ca^{2+} рассола. При формировании мангансидерита возможны три способа: в результате замещения кальция органогенно-обломочного материала железом и марганцем, использованием фораминиферами этих элементов для построения своих раковин и непосредственным осаждением из рассолов при поступлении в них бактериогенного CO_2 из морской воды, расположенной выше слоя рассолов. Согласно данным Хелгесона (Helgeson, 1964), образование сульфидов осуществляется при охлаждении рассолов, содержащих хлоридные комплексы металлов.

Осадочные гидротермальные образования во впадине Атлантис II характеризуются многообразием рудного проявления, тогда как за пределами ее рудоносные осадки по составу более однообразны и состоят помимо рудного карбонатным и глинистым материалом с примесью терригенных комплексов.

На фиг. 1 приводится литолого-фациальный разрез вдоль осевой зоны красноморского рифта через впадины Атлантис II, Дискавери и впадину, расположенную на 36 км южнее Дискавери. На разрезе рядом с литологическими колонками помещены данные дифрактометрии фракции $<0,001$ мм, выделенной из осадков соответствующих горизонтов.

По вещественному составу, текстурно-структурным признакам и, следовательно, по условиям формирования среди осадков впадины Атлантис II выделяется фация колломорфных горизонтально-полосчатых илов интенсивного гидротермального минералообразования. В пределах фации установлены два генетических типа осадков. К первому относятся однородные илы, состоящие из рудных и глинистых минералов колломорфной структуры с незначительной примесью фораминиферового материала преимущественно кальцитового состава. Осадки этого генетического типа характеризуются разнообразной окраской: от темно-бурой до черной, местами ярко-коричневой, сменяющейся оливковой. Данный генетический тип осадков распространен от поверхности донных отложений до глубины 450 см, а также с глубины 570 см и глубже.

Среди колломорфных осадков первого генетического типа рудные минералы представлены аморфными гидроокислами железа, гетитом, магнетитом, псиломеланом, тодорокитом, сульфидами цинка, свинца, железа, а также карбонатами в основном кальцитового состава, реже сидеритом, родохрозитом и доломитом. Карбонаты входят в состав фораминиферового детрита, реже слагают мелкокристаллические выделения. Глинистые минералы представлены железистым монтмориллонитом. Этот минерал детально изучен Дж. Бишоффом (Bischoff, 1972), Г. Ю. Бутузовой, Н. А. Лисицкой, Б. П. Градусовым и др. (1977) и особенно Г. Ю. Бутузовой, В. А. Дрицем и др. (1979). В поверхностном слое осадков железистый монтмориллонит представляет собой слабо раскристаллизованный гель. На дифрактограмме его фиксируется слабое отражение с $d=14,0$ Å. После обработки этого образца по методике Мира-Джексона В. А. Дрицу удалось получить более четкую дифракционную картину и определить минерал как железосодержащий монтмориллонит, близкий к нонтрониту. Глинистый материал с глубины осадка 400 см представляет собой неупорядоченный минерал, в котором после насыщения этиленгликолем отмечается чередование 10 Å-х слюдистых и 16,5 Å-х монтмориллонитовых слоев (Бутузова и др., 1979). Образец с глубины 400 см отличается от поверхностного разным составом тетраэдров и, по-видимому, октаэдров. Разные значения d (060) для поверхностного минерала и с глубины 400 см, которые соответственно равны 1,53 и 1,51 Å, связаны с вхождением в октаэдры последнего Al и Mg, а также с уменьшением или полным от-



Фиг. 1. Литолого-фациальный профиль осадков глубоководных впадин Красного моря

I — литологические типы пород: 1 — органогенный песок, 2 — органогенный ил песчаной размерности, 3 — алевроитовый ил, 4 — коломорфный ил, 5 — чередование коломорфного ила различной окраски, 6 — прерывисто-горизонтально-слоистый ил (извилистый), 7 — ил с текстурами взмучивания и оползания, 8 — резкий контакт, 9 — пятнистый ил, 10 — граница между слоями; II — генетические типы осадков: 11 — коломорфный горизонтально-слоистый ил, состоящий из рудных и глинистых минералов с незначительной примесью фораминиферового материала кальцитового состава, 12 — ил того же

состава, что и 11, но со значительной примесью терригенного материала и раковин фораминифер преимущественно доломитового состава, 13 — осадок, аналогичный 12, но в пределах фации гидротермальных илов, 14 — осадок, аналогичный 11, но с фораминиферами доломитового состава, распространен в пределах фации интенсивного гидротермального минералообразования, 15 — разнотермальный птероподово-фораминиферовый песок с коколитами; III — фации осадков: 16 — интенсивного гидротермального минералообразования, 17 — гидротермальных илов

существованием замещения Si на Fe^{+3} в тетраэдрах. В минерале с глубины 400 см появляется до 70% слюдистых слоев. Глинистый минерал, выделенный из осадка, поднятого с горизонта 515—525 см соседней станции, по рентгеновским характеристикам является промежуточным между минералом из поверхностного осадка и из горизонта 400 см. Изучение трехмерной упорядоченности глинистых минералов из разных горизонтов по данным электронографии позволило сделать вывод о том, что в толще осадка минералы приобретают более строгую трехмерную упорядоченность и наложение последовательных слоев в них осуществляется в соответствии с политипной модификацией 1М. Электронно-микроскопическими исследованиями прослежен процесс раскристаллизации гелевидных частиц монтмориллонита из поверхностного горизонта до радиально-лучистых агрегатов и отдельных удлиненных кристаллов смешанослойных образований с глубины 400—450 см осадка (Бутузова и др., 1979). Таким образом, при переходе от поверхностных горизонтов в толщу осадков происходит преобразование минерала, вызванное накоплением и фиксацией катионов K^+ в межслоях. В результате этого часть слоев приобретает слюдистую природу с соответствующим составом октаэдров и тетраэдров.

В интервале глубин 450—470 см, вскрытых на ст. 1905(5), развиты осадки, которые относятся ко второму генетическому типу фации интенсивного гидротермального минералообразования. Они представлены тонкодисперсными образованиями, состоящими из рудных и глинистых минералов, а также фораминиферового материала и терригенных компонентов, среди которых отмечаются кварц и полевые шпаты. От осадков первого генетического типа эти осадки отличаются значительным содержанием фораминиферового детрита преимущественно доломитового состава и примесью терригенных минералов. Осадки характеризуются тонким переслаиванием пестро окрашенных слоев горчично-желтого, темно-коричневого, красно-бурого и зеленого цвета. Мощность отдельных слоев колеблется от 3—4 мм до нескольких сантиметров. Границы между слоями, как правило, неровные. В осадках этого генетического типа наблюдаются признаки перемыва материала, выраженные в наличии текстур взмучивания. 120-сантиметровый горизонт осадков второго генетического типа имеет характерное строение. В нижней части его основным компонентом является железозинковый родохрозит, дающий дифракционные максимумы с $d=3,61$ и $2,80$ Å (см. фиг. 1). Карбонаты входят в состав фораминиферового детрита, а также образуют мелкокристаллические выделения. Фораминиферовые осадки средней части горизонта слагаются доломитом, глинистыми минералами и терригенными компонентами, представленными кварцем и полевым шпатом. В верхней части горизонта вновь развит родохрозит с $d=3,60$ и $2,86$ Å. Среди глинистых минералов здесь распространены железисто-магнезиальный хлорит, смешанослойный хлорит-монтмориллонит и гидрослюда. Хлорит имеет дифракционные максимумы с $d=14,3$; $7,1$ и $3,53$ Å, не изменяющие своих значений после прокаливании при 550°C . Отмеченные дифракционные максимумы минерала в исходном состоянии характеризуются плавным спадом интенсивностей в сторону малых брегговских углов. После прокаливании до 550°C шлейф интенсивностей исчезает. После насыщения этиленгликолем наблюдается возникновение рефлекса с $d=16,3$ Å наряду с отражениями с $d=14,3$, $7,1$ и $3,53$ Å. Это обстоятельство позволяет из фазы хлорита, дающей перечисленные максимумы, выделить смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава. Последний характеризуется неупорядоченным чередованием хлоритовых и монтмориллонитовых слоев, совокупность которых имеет переменную норму переслаивания и различный размер кристаллитов. Смешанослойный минерал, обладающий таким строением, находящийся в парагенезисе с доломитом, мог возникнуть как промежу-

точный продукт при раскристаллизации монтмориллонитового геля, насыщенного ионами магния. Анализируя дифрактограммы глинистой фракции, сформировавшейся в осадках этого генетического типа, не трудно заметить, что в более глубоких горизонтах возрастает структурная упорядоченность хлоритового минерала. Гидрослюда имеет четкие базальные отражения с $d=10$ и $4,9$ Å. Соотношение интенсивностей дифракционных максимумов 001 и 002 позволяют отнести ее к слюдам глауконито-селадонитового типа. Ниже 570 см (ст. 1905(5)) вновь распространены осадки первого генетического типа с высокожелезистым диоктаэдрическим монтмориллонитом нонтронитового состава (см. фиг. 1).

Во впадине Дискавери осадки представлены довольно однородной слоистой толщей, сложенной рудоносными, глинистыми образованиями со значительной примесью органогенного и обломочного материала. Эти осадки сформировались в одинаковых условиях и объединяются в фацию гидротермальных илов с примесью аллотигенного материала как органогенного, так и кластического характера. В пределах этой фации по составу аллотигенной примеси и динамике осадкообразования выделяются три генетических типа осадков. Первый тип составляют осадки, характеризующиеся горизонтальной слоистостью и различным содержанием фораминиферового детрита. Формирование осадков данного генетического типа происходило в условиях спокойной динамики водной среды. Как и во впадине Атлантис II, эти осадки имеют разнообразную окраску от шоколадно-коричневой до вишнево-коричневой. В отличие от осадков первого генетического типа впадины Атлантис II осадки впадины Дискавери содержат значительное количество доломита и хлорит.

В глубоководной части впадины осадки первого генетического типа распространены от поверхности донных отложений до глубины 300 см и далее прослежены с глубины 1000 см (ст. 1995). В бортовой части впадины эти осадки встречаются от поверхности дна до глубины 75 см и с глубины 625 см (см. фиг. 1). Ко второму генетическому типу относятся осадки, аналогичные по составу и окраске осадкам первого типа, но сформировавшиеся в условиях более подвижной гидродинамической среды. Фораминиферовый материал этих осадков отличается значительной крупностью и хорошей отсортированностью, а сами осадки характеризуются следами взмучивания и смятия слоев. Они распространены в глубоководной части впадины в интервале $305—1000$ см (ст. 1995) и в бортовой части от 75 до 625 см (см. фиг. 1). Осадки третьего генетического типа представлены более грубообломочным материалом, состоящим из раковин фораминифер, панцирей птеропод, а также кокколитов и обломков кварца и полевого шпата. Глинистая фракция в этих осадках содержится в подчиненных количествах. Осадки этого генетического типа значительно менее распространены и встречаются только в виде прослоев 5 -сантиметровой мощности в пределах ст. 1995 в интервалах $300—305$ и $410—415$ см.

В целом в условиях фации гидротермальных илов с примесью аллотигенного материала сформировались осадки, состоящие из гидроокислов железа, гетита, доломита и глинистых минералов с примесью раковин фораминифер алевритовой размерности, птеропод, кварца и полевого шпата, входящих в состав терригенного материала. Характерной чертой органогенного компонента осадка этой фации является ее доломитовый состав, сближающий ее со вторым генетическим типом фации интенсивного гидротермального минералообразования впадины Атлантис II. Глинистые минералы фации гидротермальных илов представлены сложным комплексом. На дифрактограммах природных препаратов выделяются интенсивные рефлексы с $d=14,3—15,5$ Å, характеризующиеся плавным спадом интенсивностей в обе стороны. Выделяются также интенсивные асимметричные отражения с $d=10$ Å, имеющие плав-

ный спад интенсивностей в сторону малых углов θ . Констатируются четкие рефлексы с $d=7,1$ Å. Отражения с $d=4,9$ Å отличаются относительно малыми интенсивностями по сравнению с 10 Å рефлексом и имеют шлейф интенсивностей в малоугловую сторону. Рефлексы с $d=4,7-4,8$ Å имеют также промежуточные максимумы. Отражения в области 2θ около 25° дают два максимума с $d=3,56$ и $3,53$ Å. После насыщения этиленгликолем возникают рефлексы с $d=16,6-17,6$ Å, остаются без изменения отражения с $d=14,3, 10, 7,1, 4,9$ Å. После прокаливании до 550°C первый рефлекс изменяется до значений $d=12,6-11$ Å. Остальные отражения остаются без изменения, за исключением $d=7,14$ Å, интенсивность которых уменьшается, а отражения с $d=3,56$ Å исчезают. Из всего сказанного можно сделать вывод, что среди глинистых минералов распространены: железистомагнезиальный хлорит, смешанослойный хлорит-монтмориллонит, высокожелезистая гидрослюда глауконитово-селадонитового типа, монтмориллонит и каолинит. Магнезиальножелезистый хлорит имеет базальные отражения с $d=14,3; 7,1$ и $3,53$ Å, стабильные при насыщении этиленгликолем и прокаливании при 550°C , но исчезающие при кислотной обработке. Смешанослойный хлорит-монтмориллонит характеризуется набуханием и, следовательно, изменением d в сторону 16 Å и сокращением межплоскостных расстояний при прокаливании до значений d , равных $12,6-11$ Å. Кроме того, для неупорядоченного смешанослойного хлорит-монтмориллонита типично отражение с d , близким к 4,8 Å. Гидрослюда глауконитово-селадонитового типа имеет малую интенсивность базального рефлекса $d(002)=4,9$ Å по сравнению с отражением $d(001)$. Монтмориллонит образует набухающий с этиленгликолем комплекс. Каолинит помимо характерных дифракционных данных выделяется по ИК-спектрам, на которых наблюдается полоса 3600 см^{-1} , вызванная водородными связями в структуре 1:1, а также по экзотермическому эффекту при температурах около 960°C , регистрируемому на кривых нагревания. Очевидно, хлорит, смешанослойный хлорит-монтмориллонит и гидрослюда глауконитово-селадонитового типа образовались в толще осадков при раскристаллизации железистомонтмориллонитового геля, как и в осадках горизонта 450—570 см впадины Атлантис II. Видимо, существует стадийность формирования глинистых минералов, например, раньше формировалась гидрослюда глауконитово-селадонитового типа при поглощении и фиксации ионов K^{++} по механизму, предложенному В. А. Дрицем с соавторами (Бутузова и др., 1979), затем гамма смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов и хлорит при поглощении и фиксации ионов Mg^{2+} . Каолинит, по-видимому, является аллотигенным компонентом осадка, сносимым в Красное море с Африканского континента и приносимым поверхностными течениями из Индийского океана (Градусов, 1977). В осадках, сформировавшихся во впадине Дискавери, отмечаются те же рудные, карбонатные и глинистые минералы, что и в осадках второго генетического типа фации интенсивного гидротермального минералообразования впадины Атлантис II. Литологический состав осадков впадины, расположенной южнее впадины Дискавери на 36 км, аналогичен составу осадков впадины Дискавери. Комплексы рудных и глинистых минералов здесь также близки.

Таким образом, в осадках рассолоносных впадин Красного моря выделяются две ассоциации глинистых минералов, сформировавшихся, как было отмечено, в результате раскристаллизации железистомонтмориллонитового геля. Первая распространена исключительно в осадках первого генетического типа впадины Атлантис II в пределах фации интенсивного гидротермального минералообразования. В поверхностном горизонте она представлена слабо раскристаллизованным высокожелезистым монтмориллонитовым гелем, в более глубоких горизонтах — серией смешанослойных минералов, характеризующихся чередованием нон-

тронитовых и слюдистых слоев глауконитово-селадонитового типа. Это генетическая ассоциация, отражающая динамику направленности формирования гидрослюд глауконитово-селадонитового типа. Локализация этой ассоциации во впадине Атлантис II указывает на непосредственную связь сформировавшихся аутигенных минералов с эндогенным раствором, питающим осадочный процесс в этой впадине. Вторая ассоциация представлена хлоритом, смешанослойным хлорит-монтмориллонитом, монтмориллонитом и гидрослюдой глауконитово-селадонитового типа. Распространена она в осадках фации гидротермальных илов с примесью аллотигенного материала во впадине Дискавери и в других более мелких впадинах, а также в осадках второго генетического типа во впадине Атлантис II. Источником хлоритовых минералов этой ассоциации помимо гидротермальных растворов, поступающих во впадину Атлантис II, служили магниезиальные растворы не гидротермального происхождения. Последнее подтверждается широким распространением магниезиальных хлоритовых минералов в осадках, не имеющих прямой связи с эндогенным раствором. По-видимому, магниезиальные растворы поступали из эвапоритовых осадков, широко развитых в нижележащих горизонтах осадочных пород. В этом существенное отличие литогенеза в осадках впадины Атлантис II (за исключением осадков горизонта 450—570 см) от литогенеза в осадках впадины Дискавери и др. В целом отмеченные ассоциации глинистых минералов представляют собой два парагенетических ряда, образующихся при раскристаллизации монтмориллонитового геля при литогенезе рудоносных осадков. С одной стороны, это ряд преобразования монтмориллонитового геля в слюдистый минерал при участии ионов K^+ , с другой — ряд преобразования его в хлоритовый минерал при участии ионов Mg^{2+} .

В свете изложенного материала по вещественному составу рудоносных отложений Красного моря и их фациального состава, процесс седиментогенеза, детально изученный Бишоффом (1974), Крейгом (1974) и Хелгесоном (Helgeson, 1964), характеризуется образованием осадка, состоящего из железистого монтмориллонитового геля. Образование этого осадка осуществлялось и осуществляется в условиях замкнутой впадины Атлантис II при непосредственном поступлении рудогенного раствора по термовыводящим каналам (фация интенсивного гидротермального минералообразования). При повышении уровня рассола над формами рельефа дна, отделяющими впадину Атлантис II от остальных, рудоносный рассол распространялся за пределы этой впадины, смешиваясь с раствором, поступающим из эвапоритовых осадков. В этих условиях осуществлялось формирование фации гидротермальных илов. При этом гидротермальный осадок смешивался с фораминиферовым и терригенным материалом. Разному уровню и составу гидротермальных рассолов, а также динамике вод соответствуют различные генетические типы осадков. В процессе седиментогенеза из гидротермального рассола во всех местах его распространения образуется железистомонтмориллонитовый гель в условиях фаций как интенсивного гидротермального минералообразования, так и гидротермальных илов. В процессе литогенеза железистомонтмориллонитовый гель подвергается воздействию калий- и магнийсодержащих растворов. В условиях фации интенсивного гидротермального минералообразования для генетического типа осадков горизонтально-слоистых илов колломорфной структуры с незначительной примесью фораминиферового материала кальцитового состава, образующегося в замкнутой впадине Атлантис II, характерно преобразование монтмориллонитового геля под действием калийсодержащих растворов и образование серии смешанослойных минералов со слюдистыми слоями глауконитово-селадонитового типа. В условиях фации гидротермальных илов для генетических типов гидротермальных осадков с примесью раковин фораминифер преимущественно доломито-

вого состава, образовавшихся в активной динамической среде, отмечается преобразование монтмориллонитового геля под действием магний-содержащих растворов и образование серии смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов и хлорита.

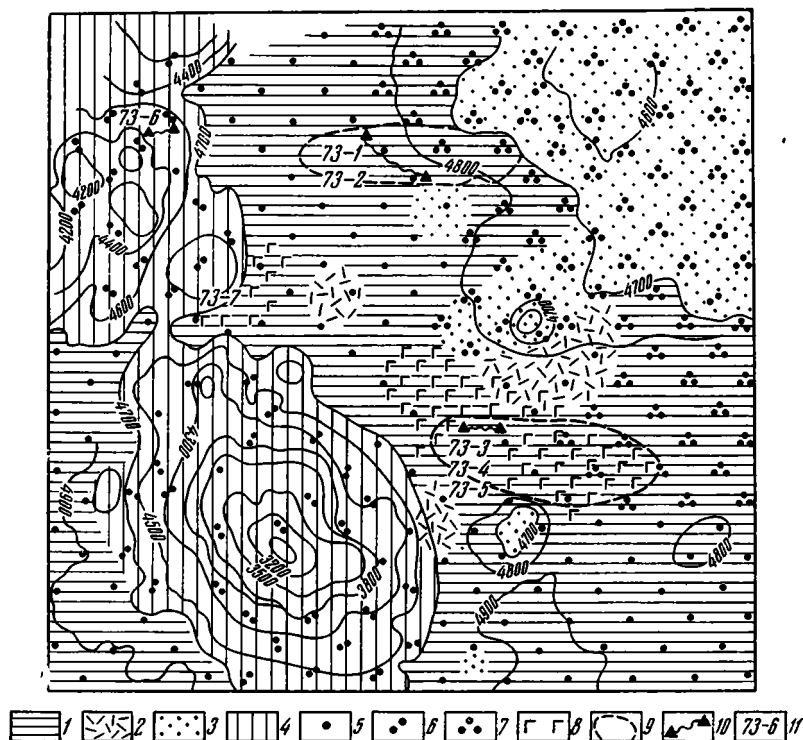
ЮЖНАЯ КОТЛОВИНА ТИХОГО ОКЕАНА (ПОЛИГОН 5)

В Южной котловине Тихого океана продуктами гидротермального литогенеза являются гидрослюда глауконитово-селадонитового типа и смешанослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы. Рудные минералы подвергаются обезвоживанию и перекристаллизации.

Южная котловина Тихого океана находится в южной краевой части крупной островной гряды островов Кука и Табуи Австралийского подводного хребта. Координаты буя полигона 5: 22°41'9" ю. ш. и 160°50'8" з. д. Котловина расположена на продолжении одной из линейных субширотных тектонических зон, известных под названием зоны разлома Фернандес (Пушаровский, 1972). В пределах котловины можно выделить две генетические области, по-видимому, расположенные по разные стороны андезитовой линии: северо-западную и центральную. Северо-западная область примыкает к подводной вулканической дуге, состоящей из отдельно расположенных вулканов, характеризующихся взрывным типом вулканизма. Тепловые потоки здесь достигают величин 30—50 мккал/см²·с. Глубоководные осадки этой области представлены пелитовым илом, сложенным пирокластическим материалом с фораминиферовым детритом (туфы). Центральная область расположена южнее первой более чем на 4000 км в пределах осевой зоны разлома Фернандес и характеризуется покровами абиссальных низкокальциевых толеитовых базальтов среди измененных глубоководных красных глин. Средние глубины обеих частей котловины порядка 4800 м. Образцы 73-6 и 73-7 взяты на склонах вулканов, обр. 73-1 и 73-2 подняты из гидротермально измененных глубоководных осадков северо-западной части Южной котловины, обр. 73-3, 73-4 и 73-5 из измененных глубоководных осадков центральной области (фиг. 2).

Образец 73-6 представлен пелитовым илом с многочисленными обломками раковин фораминифер. Под микроскопом среди слабополяризующего пелитового материала основной массы наблюдаются крупные обломки вулканического стекла, в различной мере палагонитизированного. Глинистая фракция образца представлена преимущественно гидрослюдами с $d=10,1$ Å, монтмориллонитом с $d=14,5$ Å и небольшой примесью хлорита и каолинита (фиг. 3). На дифрактограммах монтмориллонит имеет широкий рефлекс первого порядка, что свидетельствует о его слабой упорядоченности. Рефлекс гидрослюда более четкий. Согласно определению соотношения глинистых минералов по методу П. Бискайя (Biscaye, 1964), монтмориллонит составляет 35%, гидрослюда — 60, хлорит и каолинит до 5%.

Образец 73-7 представлен пелитовым илом темно-коричневого цвета с фораминиферовым детритом, в значительной мере фосфатизированным. Основная масса осадков сложена пепловым материалом, в различной степени монтмориллонитизированным, с изометричными выделениями лейст гидрослюд и более крупными обломками слабопалагонитизированного вулканического стекла. Среди пелитовой массы в значительных количествах присутствуют сферолиты филлипсита. Структура осадка пелитовая, местами реликтовая органогенная. Глинистая фракция осадка в основном состоит из 70% монтмориллонита, 30% гидрослюда и небольшой примеси (2%) хлорита (см. фиг. 2). В отличие от обр. 73-6 здесь отсутствует каолинит, а монтмориллониту присуща большая окристаллизованность. По-видимому, образец 73-7 аналогичен обр. 73-6, но осадок первого подвергся гидротермальным изменениям, которые выразились в раскристаллизации, большей структурной упо-

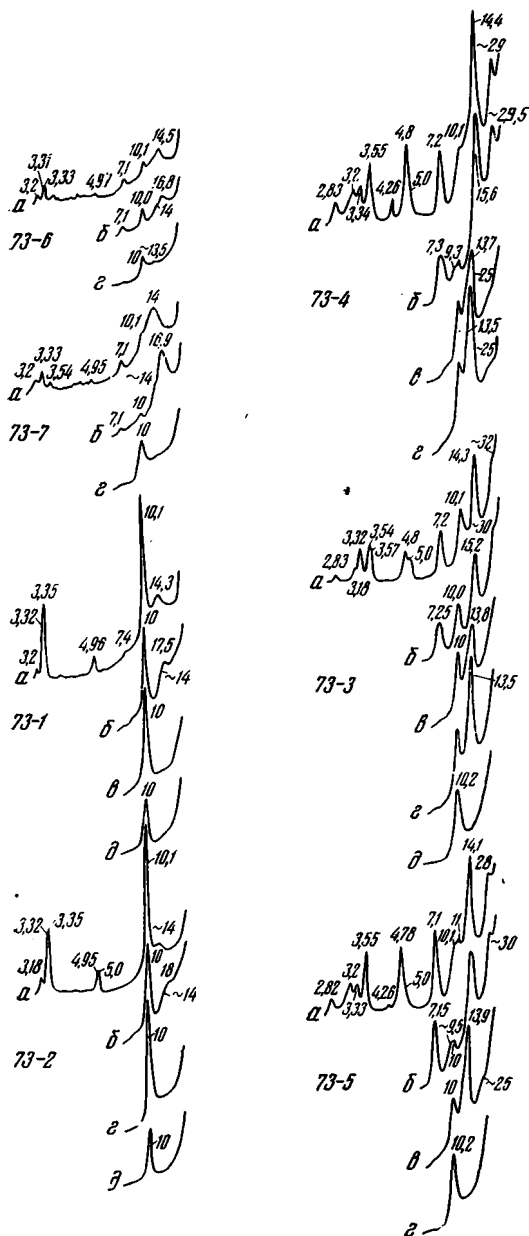


Фиг. 2. Донные осадки Южной котловины Тихого океана (Андрущенко и др., 1975)

1 — глубоководные глины, 2 — цеолитовые глины, 3 — карбонатные пелитовые илы ($\sim 50\%$ CaCO_3); 4 — карбонатные глубоководные глины ($10\text{--}50\%$ CaCO_3); 5, 6, 7 — площади дна, содержащие от единиц до 100% железомарганцовых конкреций; 8 — участки развития базальтовых лав, 9 — области распространения гидротермально измененных осадков; 10 — места тратления, 11 — номера образцов

рядоченности монтмориллонита, ранее образованного по вулканическому стеклу, в разрушении каолинита, а также в замещении карбонатов фосфатами.

Образцы 73-1 и 73-2 представляют собой обеленные глины с пылевидными включениями рудного вещества и участками, окрашенными в голубовато-серый цвет. Под микроскопом видно, что осадок содержит однородный пелитовый ил, состоящий из дисперсных слюистых и почти изотропных тонкодисперсных минералов. Структура осадка пелитовая, аналогичная структуре гидротермально измененного пеплового туфа. На дифрактограммах имеются две целочисленные серии рефлексов слюистых минералов: одна из них кратна 10, другая 10,1 Å. Рефлексы 001 минералов совпадают. Интенсивности отражений с $d=4,96\text{--}5,0$ Å низкие по сравнению с $d=10,1$ Å. Значения $d(060)$ указывают на присутствие как диоктаэдрических, так и триоктаэдрических слюд, а возможно, диоктаэдрических железистых слюд глауконитово-селадонитового типа. Кроме слюистых минералов, здесь содержится монтмориллонит (см. фиг. 2). Изучение образцов с помощью сканирующего электронного микроскопа показало, что они сложены тонкими пластинками минерала, беспорядочно ориентированными в осадке. Между зернами отдельных минералов и их агрегатами отмечаются крупные поровые пространства, в редких случаях выполненные удлиненно-пластинчатыми минералами хлоритового облика. Среди основной массы крупных пластинчатых образований выделяются мелкие изометричные пластинчатые минералы, которые, по-видимому, относятся к монтмориллониту.



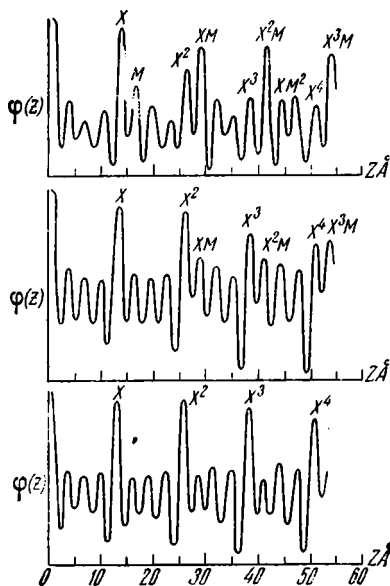
Фиг. 3

Фиг. 3. Рентгеновские дифрактограммы глинистой фракции осадков Южной котловины Тихого океана

а — воздушно-сухой образец, б — образец, насыщенный глицерином, в — образец, насыщенный этиленгликолем, г — образец, прокаленный до 550° С, д — образец, обработанный 1 н. HCl

Фиг. 4. Кривые Фурье-преобразования смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов

X — хлоритовые слои, M — монтмориллонитовые слои, Z — высота слоев



Фиг. 4

Образцы 73-3, 73-4 и 73-5 характеризуют осадки центральной области южной котловины, района базальтовых лавовых покровов. Базальты здесь свежие, в редких случаях стекло в них слабо палагонитизировано. Осадки, распространенные в этом районе, представляют собой сильнопористые образования кирпично-красного цвета с небольшим объемным весом. В поверхностной части осадка наблюдается интенсивная марганцевая минерализация. Под микроскопом в осадке среди основной тонкодисперсной слабополяризующей пелитовой массы выделяются участки, сложенные агрегатами более крупных зернистых разностей, обладающих и сравнительно более высоким двупреломлением. В осадке имеются многочисленные полые каверны. Стенки каверн обычно выстланы полнее раскристаллизованным глинистым материалом,

полости местами содержат рудное вещество. В глинистой фракции этого осадка установлено присутствие смешанослойных минералов хлорит-монтмориллонитового состава. На дифрактограмме (см. фиг. 2, обр. 73-5) присутствуют рефлексы, значения которых образуют последовательность, близкую целочисленной от 28 Å. С этиленгликолем одни из межслоев набухают, после прокаливании у первого базального рефлекса $d=13,9$ Å. Минерал растворяется в теплой HCl, имеет на ИК-спектре интенсивную полосу 480 см^{-1} , на дериватограмме — эндотермический эффект при 860°C , сопровождающийся потерей веса до 7,5%. Все это позволяет отнести его к триоктаэдрическим минералам. Методом прямого преобразования Фурье, выполненного на основании анализа дифрактограмм, установлены в смешанослойном хлорит-монтмориллоните крупные блоки хлоритовых слоев среди монтмориллонитовых, чередование слоев происходит упорядоченно по закону $XM, XM, XM, \dots$, где X — хлоритовый, M — монтмориллонитовый слой (фиг. 4). По отращениям с $d=10,1$ и $3,3$ Å в глинистой фракции фиксируется гидрослюда. Отражение с $d=11$ Å принадлежит смешанослойному слюда-монтмориллонитовому образованию. После насыщения этиленгликолем дифрактограмма этого минерала имеет отражение с $d=9,5$ Å, после прокаливании при 550°C рефлекс его совпадает с (001) гидрослюда. Устойчивость гидрослюда к кислотной обработке и присутствие на ИК-спектрах полосы 540 см^{-1} свидетельствуют, что слюда диоктаэдрическая. Под электронным сканирующим микроскопом видно, что осадок сложен удлиненно-пластинчатыми минералами хлорит-монтмориллонитового типа с беспорядочной ориентировкой кристаллов. Между удлиненно-пластинчатыми минералами существуют крупные поровые пространства. Во многих крупных порах развиваются дендритоподобные минералы, представленные криптомеланом, тодорокитом и раньсеитом (Андрущенко и др., 1975). Составы глинистых фракций обр. 73-3 и 73-5 аналогичны. Однако здесь смешанослойное образование хлорит-монтмориллонитового состава характеризуется большим содержанием монтмориллонитовых слоев. Количество их, рассчитанное методом прямого преобразования Фурье, не превышает 10—20% (см. фиг. 4). Присутствующий в небольших количествах слюдистый минерал относится к диоктаэдрической разности. В обр. 73-4 присутствуют те же глинистые минералы, которые описаны выше в обр. 73-5 и 73-3. Хлорит-монтмориллонитовое образование в рассматриваемом образце, судя по рентгенограммам (см. фиг. 3, а—г), содержат больше монтмориллонитовых слоев, чередование их с хлоритовыми отличается более выраженными признаками упорядоченности, чем в минералах из обр. 73-5 и 73-3. В этом смешанослойном хлорит-монтмориллоните содержится до 20—30% монтмориллонитовых слоев, чередующихся по законам XM и X^2M (Андрущенко и др., 1975).

Из рассмотренного материала видно, что в пределах Южной котловины выделяются два типа гидротермального изменения донных осадков. Первый тип связан с изменением глубоководных осадков, содержащих монтмориллонитизированное вулканическое стекло, под действием вулканических эксгальций в условиях повышенного теплового потока, локализованного непосредственно районом подводных вулканов. При этом основным процессом гидротермального литогенеза является гидрослюдизация монтмориллонита, ранее образовавшегося при изменении вулканического стекла, и преобразование рудных минералов седиментационно-диагенетических железомарганцевых конкреций. Состав конкреций преобразовывался от вернадита до тородикита. Второй тип изменения приурочен к базальтовым лавовым покровам, контактирующим с глубоководными красными глинами и значительно обогащенным монтмориллонитизированным вулканическим стеклом. Гидротермальный литогенез здесь проявляется в хлоритизации осадков под действием маг-

нийсодержащих растворов, генерируемых в абиссальных базальтовых лавах. Хлоритизации подвергается монтмориллонит, при этом образуется серия смешанослойных хлорит-монтмориллонитовых минералов с различным содержанием хлоритовых слоев, вплоть до структур с крупными блоками хлоритовых слоев. Рудные минералы железомарганцевых конкреций при этом типе гидротермального изменения подвергаются обезвоживанию и перекристаллизации с образованием тодо-рокита, криптомелана и раньсеита. Изменение величины модуля $(Fe+Mn) : Ti$ от 22,23—26,80 в железомарганцевых конкрециях до 477 и более в жильных новообразованиях свидетельствует о том, что в процессе гидротермального литогенеза осуществляется частичный привнос рудного вещества из глубинного очага.

Таким образом, подводный гидротермальный литогенез проявляется в формировании глинистых минералов, преобразовании рудных минералов и обогащении осадков рудными компонентами. Основной тенденцией глинистого минералообразования при гидротермальном литогенезе является стремление слабобаскристаллизованных глинистых минералов к трехмерной упорядоченности, выраженное в образовании гидрослюд и хлоритов. Этот процесс протекает по слабобаскристаллизованному монтмориллонитовому субстрату разного происхождения. Ассоциация новообразованных глинистых минералов определяется химическим составом гидротермальных растворов, генерируемых в вулканических аппаратах и вмещающих породах.

Растворы, связанные со щелочными базальтами рифтовой зоны Красного моря, осуществляют гидрослюдизацию монтмориллонитового геля, образовавшегося на стадии седиментогенеза. Эти же растворы, обогащенные магнием за счет выщелачивания его из эвапоритовых осадков, приводят к хлоритизации монтмориллонитового геля. В условиях рассолоносных котловин образуются железомарганцевые стратиформные руды, в процессе гидротермального литогенеза которых осуществляется перекристаллизация рудного вещества и частичное обогащение рудными компонентами. С гидротермальными растворами, локализованными в местах проявления эксплозивного вулканизма в Тихом океане, связаны процессы гидрослюдизации монтмориллонита глубоководных осадков. Растворы, генерируемые абиссальными тихоокеанскими базальтами, приводят к хлоритизации монтмориллонита осадков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современный субповерхностный гидротермальный литогенез протекает при температурах от 100°С и ниже. В процессе гидротермального литогенеза как наземного, так и подводного образуются глинистые минералы и рудные концентрации. В результате гидротермального литогенеза формируются специфические геологические тела, закономерно построенные в зависимости от ряда условий, рассмотренных в настоящей работе и ранее (Тимофеев и др., 1979).

При наземном гидротермальном литогенезе в условиях пониженного рельефа глинизация осуществляется под действием разгружающихся термальных вод, в условиях повышенного рельефа вулканических массивов литогенез контролируется гидротермальным паром и конденсатом. На крутых склонах литогенетическим агентом становится гидротермальный конденсат, смешанный с пресными водами. Ведущим механизмом наземного литогенеза является растворение термальными водами первичных минералов изменяющихся пород, обогащение вод компонентами растворенного материала и кристаллизация глинистых минералов из раствора, возникающего на границе растворяющегося материала. Состав глинистых минералов, образующихся при гидротермальном литогенезе, не зависит от петрографического типа и структуры материнской породы. Особенности петрографического состава сказываются лишь на

устойчивости первичных минералов действию гидротермальных растворов. В щелочных и близонейтральных средах при температурах около 100°С кристаллизуется монтмориллонит, в кислых условиях при температурах менее 100°С формируется каолинит. При резкой смене кислых и близонейтральных условий, возникающих в результате разбавления кислых конденсатных вод пресными, в интервале температур от 100° и менее 70°С формируются смешанослойные минералы монтмориллонит-каолинитового и каолинит-монтмориллонитового состава. При наземном гидротермальном литогенезе рудные минералы или локализуются в виде отдельного горизонта на поверхности измененных пород, или образуют вкрапленность, также тяготеющую к верхам разреза.

При подводном гидротермальном литогенезе в отличие от наземного глинистые минералы образуются по матрице монтмориллонита в процессе поглощения и фиксации ионов K^+ и Mg^{2+} и кристаллохимической перестройке в октаэдрах и тетраэдрах. При этом возникают смешанослойные слюда-монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые минералы с конечными продуктами — гидрослюдай глауконитово-селадонитового типа и хлоритом. Для подводного литогенеза отмечается перекристаллизация рудных минералов.

Таким образом, субповерхностный гидротермальный литогенез в отличие от региональных вторичных преобразований пород имеет ряд особенностей. Во-первых, гидротермальный литогенез локализован на участках с повышенным эндогенным тепловым потоком в областях интенсивной тектоно-магматической активности. Во-вторых, основным литогенетическим фактором является здесь гидротермальный раствор, что обусловило интразональный, аклиматичный характер литогенеза. В-третьих, в результате гидротермального литогенеза образуются глинистые породы и рудные концентрации.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрущенко П. Ф., Градусов Б. П., Ерошев-Шак В. А., Яшина Р. С., Борисовский С. Е. Состав и строение метаморфизованных железомарганцевых конкреций, жильных новообразований гидроокислов марганца, вмещающих их пелагических осадков в Южной котловине Тихого океана. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975, № 1.
- Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В сб.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974.
- Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Градусов Б. П., Дмитрик А. Л., Чижикова И. П. К вопросу о природе и генезисе глинистых минералов в рудоносных осадках Красного моря. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1.
- Бутузова Г. Ю., Дриц В. А., Лисицына Н. А., Ципурский С. И., Дмитрик А. Л. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик II (Красное море). — Литол. и полезн. ископ., 1979, № 1.
- Градусов Б. П. Размещение каолиновых минералов в почвоэлювиальных и поверхностных отложениях. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2.
- Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. — В сб.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Гостехиздат, 1963.
- Тимофеев П. П., Набоко С. И., Ерошев-Шак В. А., Ильин В. А., Бебешев И. И. Особенности современного гидротермального литогенеза. I. Наземный гидротермальный литогенез. — Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6.
- Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. — В сб.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., «Мир», 1974.
- Biscaye P. E. Mineralogy and sedimentation of the deep sea sediment thin fraction in the Atlantic Ocean. — Dissertation Fale University rep. 8, April, 1964.
- Bischoff J. L. Goethite-hematite stability relations with relevance to sea water and the Red Sea brine system in hor brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. E. T. Degens and Ross (eds.), Springer-Verlag, New York Inc., 1969.
- Bischoff J. L. A ferroen nontronite from the Red Sea geothermal system. — Clays and clay minerals, 1972, v. 20, № 4.
- Helgeson H. C. Complexing and hydrothermal or deposition, Pergamon Press, New York — London, 1964.

УДК 552.51 : 551.73/76 (571.64—52—794)

**ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
И МЕЗОЗОЙСКИХ ПРОГИБАХ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА
(на примере острова Сахалин, Калифорнии, Японии)**

Н. Г. БРОДСКАЯ, В. К. ГАВРИЛОВ, Н. А. СОЛОВЬЕВА

На основе литологических исследований палеозойских и мезозойских отложений проведен сравнительный анализ вещественного состава и текстурно структурных признаков пород, формировавшихся в палеобассейнах Тихоокеанского пояса. Для бассейнов, располагавшихся на Сахалине, в Западной Калифорнии и Юго-Западной Японии, доказывається сходство палеообстановок осадконакопления и близкий тип вулканических проявлений.

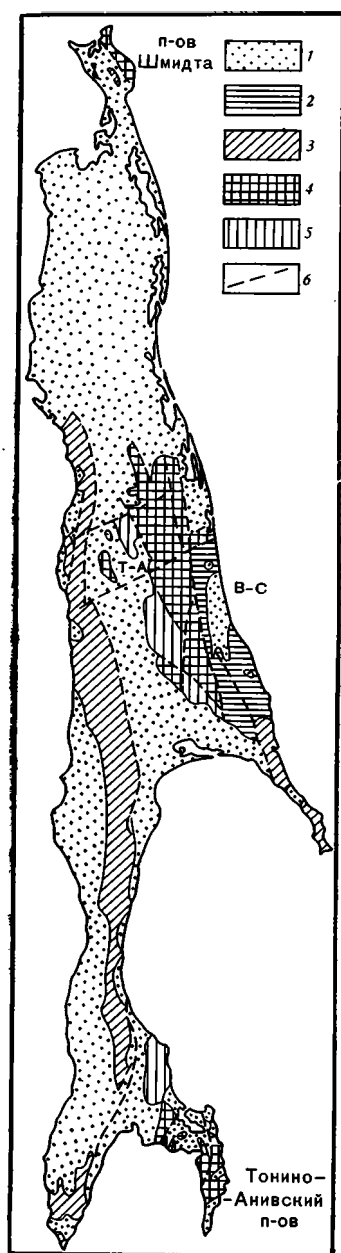
Своеобразие седиментационного процесса обусловлено большой тектонической активностью бассейнов, формирующихся в результате рифтинга.

История геологического развития прогибов, расположенных на северо-восточном и северо-западном обрамлении Тихого океана, имеет много общих черт, что уже неоднократно отмечалось в геологической литературе (Кропоткин, Шахворстова, 1965; Пушаровский, 1972; Богданов, 1975; и др.). Особый интерес представляют позднепалеозойский и мезозойский этапы, во время которых формировались весьма своеобразные вулканогенно-осадочные комплексы пород, зачастую сопряженные с офиолитовыми ассоциациями.

С целью выяснения особенностей осадочного процесса и характера вулканической деятельности в палеобассейнах притихоокеанских зон проведен сравнительный анализ вещественного состава и текстурно-структурных признаков мезозойских отложений Западной Калифорнии (францисканская формация), верхнепалеозойских — триасовых образований Юго-Западной Японии (формация Титибу) и верхнепалеозойских — мезозойских толщ о. Сахалина (далдаганская, набильская серии и их аналоги), которые в этом сообщении условно названы сахалинской формацией. Определение, данное Э. Г. Бейли, В. Р. Ирвином и Д. Л. Джонсом (Bailey et al., 1964) для францисканской формации как «гетерогенного комплекса граувакк, глин, измененных вулканических пород, кремней, известняков и свойственных им метаморфических пород», вполне отвечает составу рассматриваемых отложений о. Сахалина и Японии. Мощность отложений может достигать 16 000 м.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ

На Сахалине мы рассматриваем развитые в восточных районах острова слабометаморфизованные отложения далдаганской и набильской серий и их аналогов (фиг. 1), мощность которых не менее 5000—6000 м (Геология СССР, 1970). В этих же районах распространен метаморфический комплекс, породы которого метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Взаимоотношения метаморфического комплекса и па-



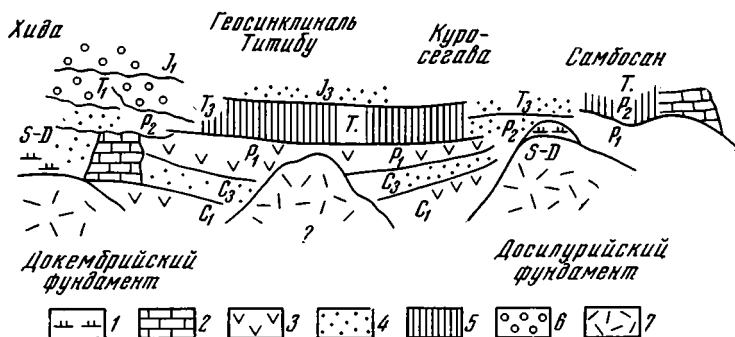
Фиг. 1. Схема геологического строения Сахалина

1 — кайнозойские отложения; 2 — верхнемеловые отложения вулканогенно-кремнистого типа; 3 — верхнемеловые отложения терригенного типа; 4 — палеозойско-мезозойские (до-верхнемеловые) отложения; 5 — метаморфические образования; 6 — разломы; Т-А — Таулан-Армуданская горная гряда; В-С — Восточно-Сахалинские горы

леозойско-мезозойских отложений остаются недостаточно выясненными. Однако следует отметить, что по составу и строению исходных пород метаморфические образования в общем аналогичны отложениям набильской и далдаганской серий. В пределах Тонинно-Анивского полуострова нами изучен меланж с глинистым цементом. Здесь в береговых обрывах, в тектонических блоках перемежаются крупные линзы и блоки песчаников и кремней, облекаемые глинистыми породами; пачки «будинированных» слоев; щелочные базальтоиды как в виде крупных глыб и отторженцев лавовых потоков с шаровой и подушечной отдельностью, так и в виде гиадокластиков; спиллиты, яшмы, известняки, большей частью разобщенные на отдельные глыбы; пачки туфово-терригенно-кремнистых пород. Кроме того, в ряде мест выходят серпентинизированные ультрабазиты. Породы зачастую катаклазированы, а глыбы кремнистых и эффузивных образований «обвальцованы» и «закатаны» в глинистую массу. На севере Набильского хребта и на п-ове Шмидта в зонах выходов габброидов и гипербазитов распространен серпентинитовый меланж (Разницын, 1978). В настоящее время палеозойско-мезозойский разрез о-ва Сахалина не поддается стратиграфическому расчленению из-за редких находок фауны, отсутствия маркирующих горизонтов и сложной тектоники. Однако с помощью детальных литологических исследований нам удалось выявить парагенетические комплексы пород и установить их распространение в различных районах острова (Бродская и др., 1976, 1977). Выделенные комплексы — спилитокarbonатно - кремнистый, терригенный песчано-глинистый, щелочно-базальтоидный и туфово-терригенно-кремнистый с большей или меньшей отчетливостью прослеживаются в Юго-Западной Японии и Западной Калифорнии.

В Юго-Западной Японии, по Мацумото и Кимура (1977), с севера на юг выделяют следующие структурные зоны: Хида, Сангун-Ямагути, Реке, Самбагава-Титибу, Симанто. Зоны Самбагава-Титибу и Симанто относятся к внешнему поясу, остальные три — к внутреннему. Пояса граничат по разлому, называемому медианной линией. В зоне Самбагава палеозойско-мезозойские отложения метаморфизованы вплоть до образования глаукофановой и амфиболитовой фаций. Нижняя часть стратиграфического разреза Юго-Западной Японии сложена отложениями системы Китаками силур-девон-

ского возраста. Вместе с тем ряд исследователей предполагает, что в метаморфической зоне Хида и в зоне Куросегава вскрываются досилурийские породы, вплоть до докембрия. Рассматриваемые нами каменноугольные — триасовые образования (формация Титибу) наиболее широко распространены в Юго-Западной Японии и достигают мощности 10 000 м. Формация Титибу сложена терригенными, кремнистыми, карбонатными и вулканогенными образованиями основного состава. Как видно на фиг. 2, в различных районах и на разных стратиграфических уровнях роль отложений того или иного состава меняется. Считается, что



Фиг. 2. Силурийско-юрский схематический стратиграфический профиль Японии (Kimura et al., 1975)

1 — рифовые известняки; 2 — известняки; 3 — подводные основные вулканы; 4 — терригенные породы; 5 — отложения кремнистой фации; 6 — грубые синорогенетические осадки; 7 — сиалический фундамент.

вулканогенно-карбонатно-кремнистые разрезы в период времени от карбона до средней перми были характерны для всей территории, а в позднепермское и триасовое время отложения этого типа формировались в южной части зоны Самбаган-Титибу.

Вблизи структурных зон Хида и Куросегава пермо-триасовые отложения представлены мелководными шельфовыми осадками. В центральной части Юго-Западной Японии они сменяются так называемой кремнистой фацией, состоящей из чередующихся кремнистых пород, аргиллитов, тонких туфов и кварц-полевошпатовых песчаников.

Верхнеюрские — верхнемеловые толщи Западной Калифорнии широко известны под названием францисканской формации и формации Большой Долины. В многочисленных работах американских геологов (Bailey et al., 1970; Сю, 1976; Ojakangas, 1968; Schlocker, 1974; Ingersoll, 1978) изложены материалы по геологическому описанию этих отложений в целом, исследованы основные типы осадочных и магматических пород.

Основание францисканской формации неизвестно. На большей части территории эти отложения стратиграфически не расчленены из-за того, что сильно деформированы с разрушением первичных контактов. Однако в северной части Береговых хребтов удалось выделить несколько литологических комплексов, отделенных один от другого зонами меланжа. С востока на запад они представлены: 1 — «относительно хорошо слоистыми граувакками и сланцами, переслаивающимися с кремнистыми и вулканическими породами; 2 — метаграувакками, метакремнистыми сланцами и зеленокаменными породами; 3 — массивными аркозовыми песчаниками и глинистыми сланцами, чередующимися с тонкослоистыми флишоидно переслаивающимися песчаниками и сланцами» (Блейк, Джонс, 1974). Меланж представляет собой смесь из глыб и блоков, песчаников, эффузивов кремнистых пород, метаморфических образований и серпентинитов; связующая масса сложена рассланцованными аргиллитами, песчаниками или реже серпентинитами.

У западного края долин Сакраменто и Сан-Хоакин францисканский комплекс по надвику Береговых хребтов перекрыт разновозрастной толщей формации Большой Долины. Кроме того, отдельные выходы пород этой формации известны западнее надвига и некоторыми исследователями интерпретируются как остатки покрова. На севере и востоке отложения Большой Долины несогласно перекрывают метаморфические и гранитные образования гор Клемант и Сьерра-Невады.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Во всех трех рассматриваемых регионах сходны литолого-петрографические особенности пород, характерные черты строения разрезов и вещественный состав различных типов пород.

1. Кластические породы. Среди кластических пород наиболее широко развиты песчаники и алевролиты, меньшее значение имеют аргиллиты и конгломераты. Последние сравнительно редко встречаются в сахалинской формации, чаще — во францисканской и формации Титибу.

Песчаники слагают три типа разрезов: 1) серые и зеленовато-серые массивные песчаники, залегающие огромными линзами или в виде блоков в глинистом материале, который обтекает песчаники, часто образуя в них причудливые затеки; 2) серые и темно-серые линзовидно-слоистые песчаники, вместе с алевролитами слагающие «будины» в глинистом и алевро-пелитовом материале; для обоих типов характерны резкие контакты между песчаниками и глинистыми разностями пород, отсутствие постепенных переходов — «sedimentology gap», по выражению японских геологов (Katada et al., 1963 и др.); 3) слоистые пачки флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов. Этот тип разрезов наиболее широко распространен в пермо-триасовых отложениях внутренней зоны Юго-Западной Японии, реже встречается среди пород сахалинской и францисканской формаций. В разрезах Японии в этих пачках хорошо заметна градационная слоистость. Миллиметровые прослои песчаников бывают обогащены пластинками слюд или углефицированными растительными остатками. Размер обломочных зерен в песчаниках варьирует от грубого песка до тонкого алеврита, преобладают средне- и мелкозернистые разности, хотя в целом сортировка плохая.

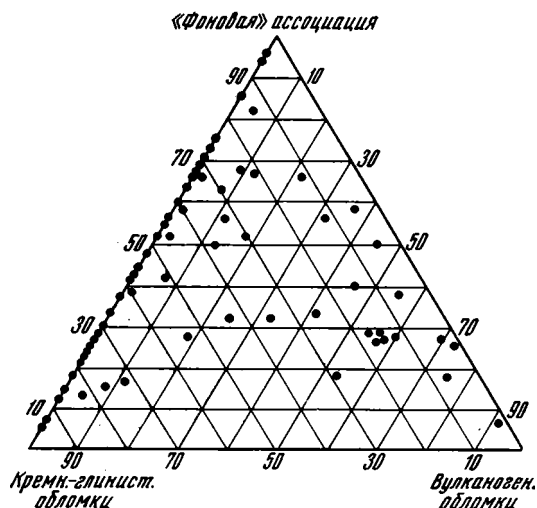
Многие авторы (Бродская и др., 1977; Schlocker, 1974) отмечают четкое разделение песчаников на две разновидности — грубо- и тонкозернистые. Первые слагают массивные пачки, вторые — тонкослоистые. Среди грубозернистых разностей японские геологи выделяют «обычный» и «необычный» типы песчаников (Isomi et al., 1966). «Обычные» песчаники состоят главным образом из полуокатанных и неокатанных зерен размером 0,1—0,5 мм, содержание цемента примерно 15%. В составе обломочной части преобладают кварц (до 40%), калиевый полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз и андезин) и обломки пород, среди которых различаются кремнистые, вулканические и метаморфические разности. «Необычными» песчаниками названы породы, в которых на фоне обломочных зерен размером до 0,5 мм, состоящих из кварца, плагиоклаза, кремнистых пород, присутствуют крупные — размером в 2 мм и более обломки кремней, аргиллитов и известняков. На о. Сахалине преобладают песчаники с незначительным количеством цемента главным образом песчанистого типа. В цементе содержатся тонкозернистые агрегаты кварца, плагиоклаз, мусковит, биотит и примесь глинистого вещества, хотя есть разности, в которых количество цемента за счет крайне неравномерного распределения его в породе достигает 20% и более. В кластических породах о. Сахалина нами выделены две ассоциации обломочных зерен (Бродская и др., 1977), различных по своему генезису и сопоставимых с «обычными» и «необычными» песчаниками Японии.

Одна ассоциация — «фоновая» — состоит из зерен кварца, плагиоклаза (преимущественно андезин и олигоклаз), калиевых полевых шпатов, кварц-полевошпатовых и альбит-калишпатовых сростков, обломков пород с пертитовой и пегматоидной структурами, обломков кварцитов. Размер обломков этой ассоциации составляет 0,05—0,1 мм, и они в том или ином количестве постоянно присутствуют в песчаниках и алевролитах. К другой ассоциации относятся обломки размером 1 мм и более, представленные аргиллитами, вулканическими породами основного состава, яшмами, песчаниками, известняками, реже метаморфическими и интрузивными породами. Материал этой ассоциации отличается от «фонового» худшей окатанностью, большими размерами и неравномерным распределением по породе. Как правило, каждая песчаная порода состоит из «фоновых» обломков и какого-либо одного или двух типов обломочного материала второй ассоциации. Наиболее часто встречаются разности с большим количеством обломков яшм или вулканических пород, частым дополнением к фоновой составляющей являющиеся удлиненные обломки аргиллитов. По разрезу состав фоновой составляющей для всех песчаных пород остается практически неизменным, тогда как ореолы обогащения пород обломками второй ассоциации определенного типа резко ограничены.

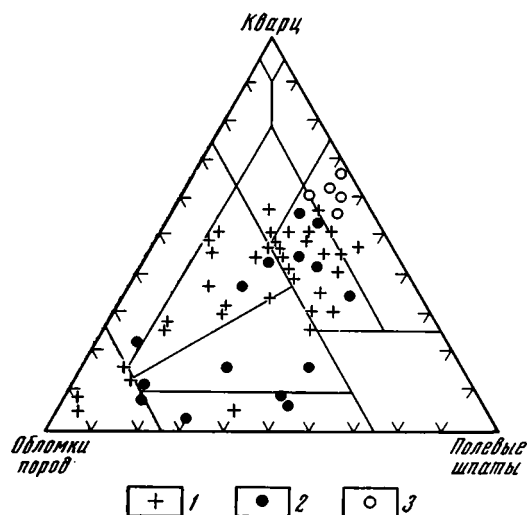
Для францисканской формации приводятся данные о значительных вариациях в содержании цементирующего материала — от единиц процента до 20—30%. По данным ряда авторов (Schlocker, 1974; Bailey et al., 1964), обломочный материал песчаников и алевролитов состоит из кварца, плагиоклаза (андезин), реже калиевых полевых шпатов, обломков кварцитов, гранитов (большей частью кварц-плагиоклазовых) в некоторых песчаниках обнаружены обломки кварц-микроклиновых, кварц-плагиоклаз-ортоклазовых, пертитовых сростков. Кроме того, широко распространены обломки основных эффузивов, песчаников, красных и зеленых кремней с радиоляриями, аргиллитов, метаморфических пород и известняков. Таким образом, и для пород францисканской формации выделяются две ассоциации обломков: одна — соответствующая «фоновой» сахалинской или «обычной» японской ассоциациям — генетически связана с источниками сноса вне бассейна седиментации и вторая — целиком зависящая от состава местных внутрибассейновых поднятий. Очень четко эта двойственность фиксируется в составе галек калифорнийских конгломератов. Наряду с гальками гранитных пород, порфириров, кварцевых диоритов и черных кремней имеются гальки, отражающие состав формации, — это песчаники, аргиллиты, красные и зеленые кремни, базальты и метаморфические породы.

Интересные результаты получены японскими исследователями при изучении конгломератов и брекчий, широко представленных в разрезах внутреннего пояса Японии и различных как по составу, так и по мощности слоев. По простиранию и разрезу конгломераты часто переходят в песчаники. Четко различаются олигомиктовые и полимиктовые разности конгломератов (брекчий). Первые состоят из угловатых обломков известняков или кремней и тяготеют к линзам пород соответствующего состава. В полимиктовых конгломератах галька слабо окатана или почти угловата, представлена различными осадочными и метаморфическими образованиями. Детально изученная (Adachi, Mizutani, 1977) толща конгломератов мощностью около 10 м в р-не Камиасо (обл. Мино), состоит из хорошо сортированной полуокатанной или окатанной гальки ортокварцитов, метакварцитов, гнейсов, гранитов, амигдалоидных андезитов и других пород, по составу сопоставимых с метаморфическим комплексом Хида.

Отсутствие в литературе количественных данных о минералогическом составе песчаников формации Титибу в Японии и францисканской формации в Западной Калифорнии, степени окатанности и размерах для



Фиг. 3. Состав обломочного материала в песчаниках Сахалина



Фиг. 4. Состав обломочного материала песчаников
1 — Сахалин; 2 — Калифорния; 3 — Япония

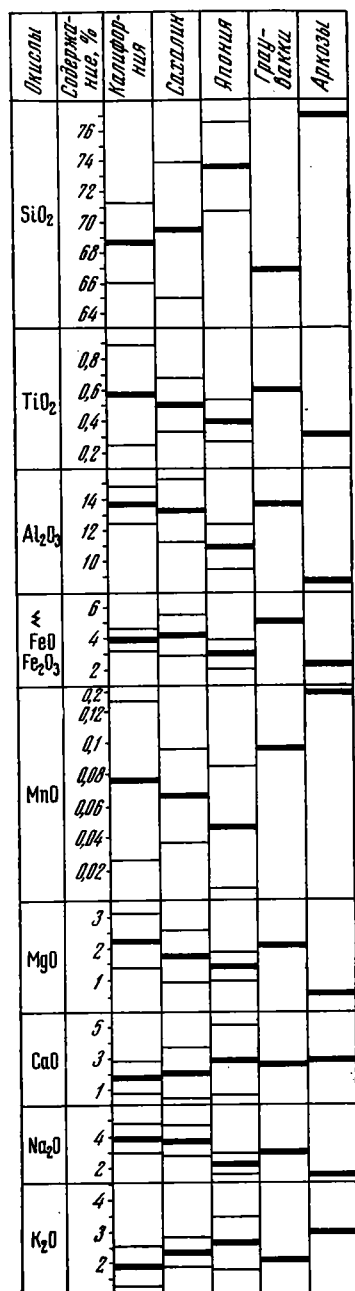
каждого типа обломков не позволили нам построить для этих районов диаграммы составов обломочного материала с выделением генетических ассоциаций, как это сделано для сахалинской формации (фиг. 3). Однако и на сводной диаграмме кварц — обломки пород — полевые шпаты отчетливо виден аркозово-граувакковый состав песчаников во всех трех районах (фиг. 4).

Из минералов тяжелой фракции, выделенной из песчаных и алевритовых пород францисканской формации (Bailey et al., 1964), наиболее распространены и встречаются в значительных количествах биотит, хлорит, минералы эпидотовой группы, сфен, циркон. В небольшом количестве, но также широко развиты гранат, апатит, роговая обманка, ильменит, лейкоксен, рутил. В определенных зонах обнаружены хромит,

пикотит, монацит. Следует отметить, что монацит, по данным И. Шлокера (Schloeskeg, 1974), в р-не Сан-Франциско является широко распространенным минералом, тогда как циркон отмечается этим автором лишь в единичных зернах. В песчаниках обл. Мино в Японии в тяжелой фракции постоянно присутствуют циркон, гранат, турмалин, рутил, шпинель, амфиболы, апатит. В общем списке минералов тяжелой фракции, изученной нами в сахалинских песчаниках и алевролитах, помимо вышеперечисленных минералов обнаружены лотрит, меллит и корунд. Локально развиты моноклинные пироксены, составляющие в некоторых породах значительный процент от всех минералов тяжелой фракции.

На материалах по о. Сахалину нами выявлена довольно четкая зависимость состава тяжелой фракции от состава обломочной части пород. Для фоновой ассоциации обломков характерно присутствие в тяжелой фракции таких минералов, как циркон, гранат, турмалин, магнетит, биотит. Примесь обломков основных эффузивов фиксируется появлением в тяжелой фракции ильменита, пироксена, сфена. С обломками ультраосновных и ультраосновных — щелочных пород связано обогащение минерального остатка хромшпинелидами, роговой обманкой, биотитом, гранатом, рутилом, меллитом, последний в некоторых образцах достигает 90% тяжелой фракции. Значительное количество зерен эпидота и слюдистых минералов связано с обогащением песчаников обломками аргиллитов. По данным химических анализов, песчаники Японии, Калифорнии и о. Сахалина отличаются по ряду окислов как от типично аркозовых, так и от граувакковых составов, занимая на диаграмме средних составов промежуточное положение между аркозовыми и граувакковыми типами пород (фиг. 5).

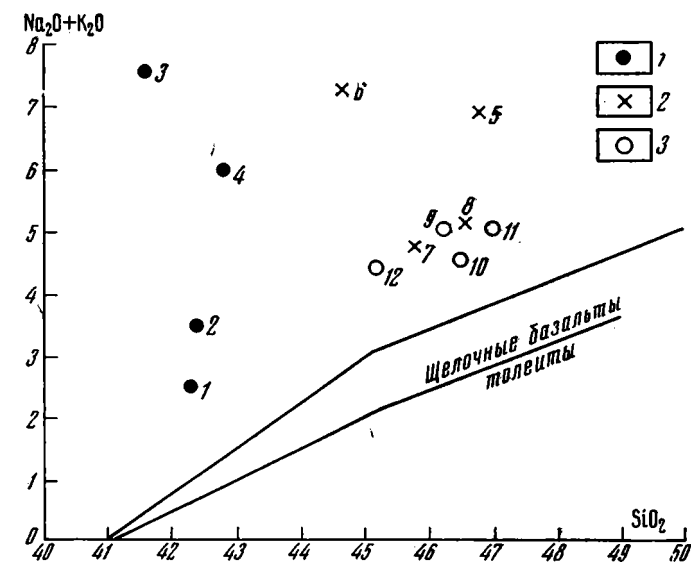
Аргиллиты, постоянно сопутствующие песчаным породам во всех формациях, обычно темно-серого цвета, слабо рассланцованные. Размеры частиц, слагающих эти породы, сильно варьируют. Помимо собственно пелитовой фракции присутствует обычно и более грубый алевритовый материал (кварц, полевой шпат, слюда). По составу глинистых минералов среди пород сахалинской формации можно выделить две группы аргиллитов (алевропелитов). Наиболее широко, практически повсеместно распространены породы, в которых глинистые минералы представлены гидрослюдой и хлоритом. Такой состав имеют прослои аргил-



Фиг. 5. Химический состав песчаников.

Утолщенными линиями показаны средние содержания окислов, тонкими — дисперсия

литов, обтекающие массивные песчаники, и аргиллиты, входящие в состав «будинированных» пачек. Этот же состав характерен для обломков аргиллитов в песчаниках, затеков глинистых пород в песчаные и для цементирующей части кластических пород. Меньшая часть сахалинских аргиллитов сложена смешанослойными минералами, иногда вместе с хлоритом и гидрослюдай. По нашим наблюдениям, такой минеральный состав характерен для глинистых разностей, приуроченных к выходам вулканических пород. Для районов Кисо и Китаками (Япония) в работе М. Катада и др. (Katada et al., 1963) приводятся данные по составу палеозойских глинистых пород формации Титибу. Среди глинистых минералов преобладает иллит. Кроме того, присутствуют кварц, плагиоклаз, микроклин, хлорит и кластические мусковит и биотит. Анализ со-



Фиг. 6. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$. Точки соответствуют номерам образцов в табл. 3.

1 — Сахалин; 2 — Япония; 3 — Калифорния

става глинистых минералов из аргиллитов в некоторых разрезах отложений францисканской формации показал их полное сходство с глинистым цементом песчаников. Химический состав аргиллитов для всех трех районов соответствует химическому составу песчаников.

II. Кремнисто-глинистые породы. Помимо глинистых пород, тесно ассоциирующих с песчаниками и алевролитами, во всех трех районах развиты кремнисто-глинистые разности, ритмично чередующиеся с яшмами и радиоляритами. Это зеленовато-серые и красновато-коричневые плотные породы, нередко имеющие яшмовидный облик, содержащие значительное количество радиолярий, хотя встречаются разности, лишенные остатков планктона. Рентгеноструктурным анализом фракции $<0,001$ определены плохо окристаллизованные слюды, смешанослойный минерал хлорит-монтмориллонитового состава, кварц, реже полевошпат. Химический состав этих пород приведен в табл. 1. Отношение $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ в них, так же как содержание SiO_2 и окислов железа, выше, чем в аргиллитах. Для калифорнийских пород характерны относительно высокие содержания окислов марганца.

III. Яшмы, радиоляриты. Собственно кремнистые породы — яшмы и радиоляриты — во всех трех районах по своим структурным признакам, минералогическому и химическому составу близки и отвечают классическим описаниям этих пород, известным в литературе. Для сахалинских

ящим характерно несколько повышенное содержание TiO_2 . Во всех трех районах кремнистые породы тесно связаны с карбонатными и вулканическими образованиями.

IV. Карбонатные породы. Карбонатные породы изученных трех формаций представлены известняками. Хотя известняки и не имеют широко распространения и составляют незначительный процент от общего объема пород формаций, тем не менее для выяснения палеогеографической обстановки рассматриваемых бассейнов они достаточно информативны.

Среди изученных нами известняков о. Сахалина выделяются несколько разновидностей. Светлые тонкозернистые оолитовые известняки, иногда

Таблица 1

Химический состав кремнисто-глинистых пород, %

Компонент	Сахалин			Калифорния					Япония	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	82,49	77,70	66,14	69,98	60,9	58,4	66,7	66,3	71,50	70,68
TiO_2	0,34	0,34	1,02	—	0,92	0,66	0,81	0,76	0,63	0,62
Al_2O_3	6,77	6,12	13,00	11,69	13,1	14,3	14,1	15,9	14,61	14,90
Fe_2O_3	2,44	1,58	1,66	6,23	9,2	7,4	6,5	3,3	1,39	1,72
FeO	0,57	4,09	2,29	1,08	1	0,5	0,58	0,96	3,57	2,87
MnO	0,11	0,17	0,26	0,49	0,11	1,4	0,10	0,08	0,09	0,03
MgO	0,95	4,61	1,23	1,29	2,3	3,3	1,6	1,8	2,36	1,93
CaO	1,28	1,58	3,21	0,38	0,05	2	0,05	0,05	0,42	0,96
Na_2O	0,58	0,93	2,06	0,73	0,08	1,7	0,10	0,18	1,51	2,95
K_2O	2,16	0,31	4,58	3,72	4,9	3,9	3,8	4,9	3,76	3,18
P_2O_5	0,06	0,1	0,41	0,05	0,14	1,3	0,09	0,27	0,16	0,16
CO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	0,05	0,05	0,05	0,05	Не опр.	Не опр.
Сорг	»	»	»	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	»	»
H_2O^+	1,68	2,50	1,44	2,92	4,6	3,1	4,0	4,3	»	»
H_2O^-	0,46	0,26	0,65	1,03	2	2,0	1,2	1,3	»	»
Сумма	99,57	100,22	99,51	99,59	99	99	100	100	100	100

Примечание. 1—10—номера образцов; обр. 4 из работы Bailey et al., 1964; обр. 5—8 из работы Schlocker, 1974; обр. 9, 10 из работы Katada et al., 1963

сгустковые, встречаются на контакте с яшмами среди толщ спилитов. Непосредственно на спилитах залегают слегка розоватые пелитоморфные, часто тонкослоистые известняки с остатками радиолярий. В полосе развития щелочно-базальтоидных пород картируются сравнительно крупные массивы темно-серых и белых сахаровидных крупнокристаллических известняков. В своеобразных брекчиях вместе с обломками щелочных базальтоидных пород встречаются обломки известняков, переполненные остатками мшанок, криноидей, кораллов, и обломки с гидроидными структурами, очень похожие на типично рифовые известняки. Встречены серые слабо битуминозные массивные известняки с органическими остатками.

Во францисканской формации Калифорнии в прерывистом поясе восточнее системы разломов Сан-Андреас известны известняки, объединяемые под названием Калера (Calera). Среди них выделяются два основных типа: мелководные и пелагические (Wachs, Hein, 1974). К первому типу относятся оолито-пизолитовые разности, содержащие бентосные формы фораминифер, иглы ежей, обломки моллюсков, кораллов, а также брекчиевые разности. К пелагическому типу принадлежат темные битуминозные известняки и залегающие выше микритовые разности с радиоляриями, переслаивающиеся с яшмами и спилитами. В отдельных блоках эти известняки удается стратифицировать. К пелагическим фациям относят также известняки Лайтонвилль (Laytonville), обнаруженные к северу от зал. Сан-Франциско. Эти красные микритовые извест-

няки богаты железом и содержат планктонные фораминиферы. В кремнистых линзах в данных известняках сосредоточены радиолярии, терригенный материал в них полностью отсутствует, они переслаиваются с вулканическими туфами и залегают вблизи вулканических тел.

Изучение сахалинских и францисканских известняков с помощью электронной микроскопии показало, что основным карбонатным компонентом является микрит, часто состоящий из известнякового наннопланктона. Следуя классификации, предложенной С. Хонью (Honjo, 1969), для сахалинских известняков можно определить наличие ортомикрита,

Таблица 2

Химический состав известняков, %

Компонент	Сахалин				Калифорния		
	1	2	3		5	6	7
М.Н.О.	0,56	4,79	0,81	9,90	0,91	1,56	2,0
Al ₂ O ₃	Нет	Нет	Не опр.	Нет	0,61	0,47	0,61
Fe ₂ O ₃	0,26	0,26	0,69	0,38	0,30	0,22	2,3
FeO	0,07	Нет	Не опр.	0,42	Не опр.	Не опр.	0,23
MnO	0,02	0,04	»	0,25	0,01	»	0,48
CaO	55,67	53,08	54,82	48,65	55,11	54,43	52,8
MgO	0,65	Нет	0,40	0,25	0,77	0,21	0,00
CO ₂	42,85	41,05	47,30	38,65	42,24	42,99	40,7
P ₂ O ₅	0,02	0,16	Не опр.	0,02	0,31	Не опр.	0,12
Сумма	100,1	99,38	100,47	98,53	100,36	99,99	99,01
CaCO ₃	97,39	93,29	97,89	86,90	97,35	97,42	92,5

Примечания. 1-7 — номера образцов, обр. 5, 6 — известняки «Калера», анализ из работы (Wachs' Hein, 1974), обр. 7 — известняк «Лайтонвилл» — из работы (Bailey et al., 1964)

предположительно являющегося результатом хемогенной седиментации, и нанноагорайта (nannoagorite). Последний состоит из агрегатов кокколитов. Химический состав карбонатных пород (табл. 2) свидетельствует, что карбонаты присутствуют только в форме CaCO₃. Глинистое вещество известняки практически не содержат. Обращает внимание особая «чистота» разностей оолитового типа. В них м.н.о. не превышает 1%. Выполненный нами минералогический анализ нерастворимого остатка сахалинских известняков показал, что тяжелая фракция (в тех случаях, когда ее можно обнаружить) состоит в основном из зерен свежих пироксенов.

Во внешнем поясе Японии (зона Самбосан) известняки, приуроченные к кремнистым породам, содержат радиолярии. Различаются микритовые и биомикритовые разности. Вариации в их типах зависят от подводного вулканического рельефа, направления и интенсивности течений (Honjo, 1969). Известняки, переслаивающиеся с вулканогенными образованиями, заметно обогащены планктонными организмами, характеризуются однородным микритовым матриксом и являются пелагическими. Сходство типов карбонатных пород и их вещественного состава, обнаруженное в описанных выше формациях, особенности залегания и парагенетические ассоциации с другими типами пород заставляют предположить и сходные условия формирования, в первую очередь связанные с особенностями подводного рельефа.

V. Вулканические породы. Вулканические образования изученных формаций Сахалина, Калифорнии и Японии представлены главным образом породами базальтового ряда. На Сахалине и в Японии доказано существование как толеитовых, так и щелочно-базальтоидных разностей (Гаврилов, Соловьева, 1975; Hashimoto et al., 1970; Tanaka, 1970). Среди толеитовых базальтов преобладают спилиты. Щелочные базальтоиды на Сахалине включают широкий спектр пород от ультраосновных раз-

Таблица 3

Химический состав вулканических пород, %

Компонент	Сахалин				Япония				Южная Калифорния			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	42,30	42,39	41,60	42,73	46,87	44,64	45,83	46,60	46,2	46,5	47,0	45,2
TiO ₂	2,40	1,69	5,40	1,43	2,41	2,28	1,50	2,08	2,3	2,5	1,1	1,2
Al ₂ O ₃	13,00	16,21	13,21	15,30	19,22	12,97	16,10	16,80	16,6	14,6	14,5	16,2
Fe ₂ O ₃	2,60	2,63	12,10	11,05	8,33	2,27	1,82	3,82	6,3	5,0	1,5	1,6
FeO	8,50	7,64	2,33	2,84	3,97	6,83	8,31	7,06	4,2	6,4	5,8	8,0
MnO	0,22	0,13	0,09	0,16	0,23	0,12	0,16	0,20	0,20	0,38	0,21	0,19
MgO	11,30	7,38	2,05	5,93	3,79	7,40	7,47	6,01	5,2	6,8	4,5	7,7
CaO	11,70	12,01	5,50	6,77	3,81	10,16	9,12	8,57	8,5	7,9	13,0	9,0
Na ₂ O	1,30	2,72	2,70	4,02	4,98	1,96	2,31	2,46	4,2	2,2	4,6	2,8
K ₂ O	1,30	0,67	4,80	1,89	1,95	5,22	2,36	2,60	0,82	2,3	0,24	1,6
P ₂ O ₅	0,39	0,17	1,22	0,13	0,27	0,44	0,02	0,26	0,44	0,34	0,13	0,15
H ₂ O ⁺	4,30	0,41	5,31	0,49	3,78	4,09	4,44	3,62	Не опр.	4,2	Не опр.	Не опр.
H ₂ O ⁻	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,39	1,26	0,36	0,17	4,8	Не опр.	29	4,7
CO ₂	0,99	1,82	Следы	4,14	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,34	0,70	5,5	1,8
П. п. л.	Не опр.	3,81	3,42	3,28	«	«	«	«	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	100,30	99,68	99,64	100,16	100,00	99,69	99,80	100,25	100,1	99,8	100,8	100,1

Примечания. 1—12—номера образцов. 1—обр. 5-е—обломок из гялкластитовой лавобрекчин, 2—обр. 53-д—связующая масса лавобрекчин; 3—обр. 55-ж—лейцитовый базальт (лавовый поток пос. Утесное); 4—обр. 75-г—массивный базальтоид (лавовый поток пос. Утесное); 5—трахибазальт (формация West shikoku, Pz); 6—пористый клинопироксеновый базальт (формация Itragatam Pz); 7—базальт Tamla district; 8—базальт Tamla district; 9 и 10—из работы Бейли и Блейка (Bailey, Blake; 1974); 11—12—из работы Бейли и др. (Bailey et al., 1964); 11—Pilloylava cre, 12—pilloylava rime.

ностей до монцонитов и нефелиновых сиенитов. В обоих районах широко развиты шаровые лавы, гиалокластиты, породы типа шальштейнов, массивные разности вулканических пород. По химическому составу щелочно-базальтоидные породы отличаются от спилитовых базальтов пониженным содержанием SiO_2 , повышенным — TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , MnO (табл. 3 и фиг. 6).

Вулканические породы францисканской формации — лавы с подушечной отдельностью, туфы и вулканические брекчии — достигают больших мощностей (до 1700 м) и относятся американскими геологами (Schlocker, 1974; Bailey et al., 1964) к спилитам и диабазам. Однако детальные петрохимические исследования позволили А. Миясиро (Miya-shiro, 1975) сделать вывод, что половина проанализированных образцов зеленокаменных пород францисканской формации принадлежит к щелочным базальтам. Судя по опубликованным (Bailey et al., 1974) химическим анализам (см. табл. 3), некоторые вулканические породы, залегающие в основании разреза Большой Долины, также следует относить к щелочным базальтоидам (см. фиг. 6). Петрографо-минералогическое описание фрагментарных разностей базальтов (Bailey, Blake, 1974; Bailey et al., 1964) позволяет провести аналогию с лавобрекчиями гиалокластитов, слагающих сахалинскую формацию.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Изученные отложения в бассейнах о. Сахалина, Японии и Калифорнии по условиям залегания, парагенетическим ассоциациям, вещественному составу и структурно-текстурным признакам пород имеют черты несомненного сходства. Это обстоятельство позволяет выявить некоторые общие закономерности, характерные для седиментационного процесса и вулканической деятельности в рассматриваемых регионах, и, возможно, хотя бы в общих чертах наметить палеообстановку, существовавшую в этих прогибах.

Наиболее информативны для понимания условий осадконакопления кластические осадочные породы — песчаники и конгломераты. Приведенные выше данные свидетельствуют, что во всех рассмотренных формациях обломочный материал кластических пород имеет два генетически разных источника: это, во-первых, материал размыва гранитных и метаморфических пород континентальной коры и, во-вторых, — внутрибассейновых поднятий. По своему составу обломочный материал второго типа отвечает породам формаций каждого из рассмотренных бассейнов. Песчаники на классификационных диаграммах граувакковых пород занимают поля аркозовых граувакк и литических аркоз. Они представляют смесь наблюдаемой во всех типах песчаников «фоновой», преимущественно аркозовой ассоциации обломочных зерен и обломков из пород, входящих в состав отложений бассейна. Разнообразие песчаников по вещественному составу зависит от конкретных условий, главным образом от скоростей поступления и накопления внутрибассейнового материала, разносимого, видимо, придонными течениями, что обеспечивало относительную идентичность в составе обломков пород в конкретных зонах распространения песчаников.

Наиболее четко два различных источника обломочного материала зафиксированы в конгломератах Калифорнии и Японии. На о. Сахалине встречаются конгломераты только внутрибассейновых источников. Характерной особенностью разрезов кластических пород является ассоциация относительно грубозернистых песчаников с аргиллитами без промежуточных по гранулометрическому составу разностей, тогда как в отдельных пачках мелкозернистые песчаники постоянно переслаиваются с аргиллитами. Такое нарушение «нормального» цикла седиментации сопоставляется с многочисленными признаками оползневых текстур, вплоть

до образования олистостромовых горизонтов, известных в отложениях сахалинской формации.

Для отложений разрезов формации Титибу оползневые текстуры не менее характерны. Широкое распространение своеобразных песчаников, переполненных обломками аргиллитов, неравномерное распределение в кластических породах глинистого цемента свидетельствуют об оползневых явлениях и в отложениях Японии. Для отдельных зон Японии есть прямые указания на оползневой характер не только песчано-глинистых, но и карбонатных и кремнистых пород. Детальные исследования, проведенные японскими геологами, подтверждают значительные масштабы перемещения осадков по склону. К подводно-оползневому отложению относятся галечниковые алевролиты и аргиллиты, широко распространенные на всех стратиграфических уровнях разреза Юго-Западной Японии. Распознавание оползневых отложений в францисканской формации затруднено, однако существование в разной степени тектонизированных олистостром предполагается и там (Сю, 1976; Page, 1978; Kleist, 1974).

Для всего седиментационного цикла как верхнепалеозойских — триасовых отложений Японии, так и мезозойских толщ Калифорнии очень характерен, по меткому выражению японских и американских исследователей, «каннибализм» (cannibalism) (Ojakangas, 1968; Каннера, 1969). Этот же термин, безусловно, применим к изученной толще отложений о. Сахалина. Образование осадков, состоящих из материала уже сформированных, частично литифицированных и в ряде зон метаморфизованных отложений, очень характерно для этих бассейнов. Можно наблюдать все переходы от массивных яшм к яшмовым брекчиям, гравелитам и далее к грубозернистым песчаникам с обломками яшм. Такие же зоны наблюдаются вблизи известняков или вулканогенных пород.

Основываясь на различиях минералогического и химического составов и условий залегания аргиллитов и кремнисто-глинистых пород, мы, так же как и американские ученые (Schlocker, 1974; Bailey et al., 1964), предполагаем, что образовывались эти породы в различных фациальных условиях. Кремнисто-глинистые породы формировались в глубоководной части бассейна, в зонах подводной вулканической деятельности. Детритовый материал поступал в минимальных количествах. Основную роль в седиментационном процессе играла хемогенная садка кремнезема. Аргиллиты, видимо, следует интерпретировать как осадки, образовавшиеся за счет отложения тонкого детритового материала. Фрагменты глинистых пород неправильной формы, по мнению С. Мизутани (Mizutani, 1957), попали в осадок в нелитифицированном состоянии.

Ассоциация кремнистых и карбонатных пород с вулканическими постоянна в рассматриваемых прогибах. Из приведенного фактического материала следует, что кремнистые и глинисто-кремнистые разности идентичны во всех трех районах. Известняки сахалинской формации почти полностью сопоставимы по своему минеральному составу и структурным особенностям с известняками францисканской формации и зоны Самбосан в Японии. Примечательным фактом является стерильность известняков от песчаного и глинистого материала и одновременно некоторое обогащение вулканогенным. Формирование карбонатных массивов неоднократно прерывалось подводными излияниями лав, часто происходили срывы и закатывание в лаву известняков рифовых фаций.

Вырисовываются общие черты морфологии рассматриваемых прогибов. Значительная крутизна склонов, расчлененный подводный рельеф, подводные возвышенности могли возникать как за счет вулканических процессов, так и в результате роста конседиментационных поднятий. Сейсмическая активность бассейнов способствовала переотложению уже сформированных осадков. Помимо того, значительное влияние на седиментацию оказывали достаточно интенсивные тектонические движения, проявившиеся на разных этапах формирования отложений. Оползание

и обрушение громадных масс кластических осадков, видимо, нелитифицированных и сильно обводненных, происходило под влиянием тектонических подвижек, одновременных с осадконакоплением.

Таким образом, процесс осадконакопления начальных этапов развития бассейнов протекал под воздействием следующих факторов: 1) сноса турбидитными потоками, обрушения, оползания и перемещения по подводным каньонам силикатного материала, поступавшего с краевых частей континента и внутренних массивов; 2) разрушения конседиментационных поднятий, сложенных осадочными и вулканическими образованиями; 3) периодичности вулканической деятельности и связанного с ней кремне- и карбонатакоплением; 4) замедленной пелагической седиментации в глубоководных зонах бассейна.

В Юго-Западной Японии, как следует из приведенного материала, можно проследить фациальные изменения пермо-триасовых отложений от шельфовых образований зон Хида и Куросегава к кремнистым сериям в более глубоководной центральной части бассейна и к кремнисто-карбонатно-эффузивному комплексу зоны Самбосан. Объем кластического материала в наиболее глубоководной зоне незначителен. Обращают на себя внимание два типа базальтов: толеитовые и щелочные, сопровождающие осадконакопление в бассейнах как Японии, так и на о. Сахалине.

Таким образом, в палеозойско-мезозойских отложениях Юго-Западной Японии прослеживаются все четыре выделенные нами на Сахалине парагенетических комплекса (туфово-терригенно-кремнистый комплекс соответствует, по-видимому, так называемой кремнистой фации в пермо-триасовых отложениях). Во францисканской формации Западной Калифорнии отчетливо выделяются терригенный и эффузивно-карбонатно-кремнистый комплексы, причем, по данным А. Миясиро (Miyashiro, 1975), среди вулканических образований присутствуют как толеитовые, так и щелочные разности.

Конечно, мы отдаем себе отчет в невозможности полной идентификации тектонических процессов, обусловивших морфологические особенности и развитие рассмотренных бассейнов. Однако известное сходство, несомненно, существовало.

Располагавшийся на территории о. Сахалина палеозойско-мезозойский седиментационный бассейн протягивался, вероятно, к западу, до области мезозойд Сихотэ-Алиня, где в это время образовывались близкие в формационном отношении комплексы пород с щелочно-базальтоидными вулканитами. По своим особенностям этот бассейн соответствовал окраинному (краевому) морю с переходным типом строения земной коры (Гаврилов, 1977). Бассейн возник, очевидно, в результате рифтообразования, что доказывается нами по аналогии с кайнозойскими внутриконтинентальными рифтами, своеобразным составом вулканических продуктов и их пространственным распределением, а также характером осадконакопления.

Результаты детальных литологических исследований (ориентировка палеотечений, изучение состава обломочных плагиоклазов и тяжелой фракции песчаников, находки в конгломератах гальки ортокварцитов и гнейсов возраста 1500—1700 млн. лет, анализ фаций и мощностей) привели японских исследователей к выводу о том, что при формировании обломочных толщ формации Титибу происходило в значительной мере разрушение докембрийского континентального блока в р-не Хида с северной стороны бассейна. В южную часть бассейна обломочный аркозный материал поступал, видимо, с микроконтинента (?), расположенного в зоне Куросегава (островная дуга Куросегава-Офунато) по Т. Кимура (Мацумото, Кимура, 1977), на о. Сикоку.

Учитывая особенности седиментации и вулканизма, Р. Сугисаки и др. (Sugisaki, Tanaka, 1971; Sugisaki, Mizitani, 1972) приходят к выводу,

что в районах Юго-Западной Японии в позднем палеозое имели место процессы рифтообразования. Основная часть рифта была приурочена к зоне Микабу, где обнаружены толеитовые базальты. На флангах, к северу и к югу от этой зоны, широко развиты щелочные базальты.

Сформировавшийся в результате раздвиг континентальной коры бассейн следует относить к типу окраинных морей (Kimura et al., 1975; Nada, 1974). Океаническая кора, о существовании которой свидетельствуют ныне офиолитовые комплексы, была развита в различных частях бассейна (например, в зоне Микабу и Майдзуру).

Францисканская серия обычно рассматривается как аккреционная призма отложений, образовавшаяся в результате субдукции (Бейли, Блейк, 1969; Gones et al., 1978, и мн. др.). Однако в этой концепции не находит своего объяснения присутствие во францисканской формации огромных масс терригенного материала. Как отмечают авторы последнего обзора по субдукционным комплексам Северной Америки (Gones et al., 1978), «источник кварц-полевошпатовых обломков и его палеогеографическое положение все еще остается в области догадок».

В этом плане, как нам кажется, заслуживают внимания представления, развиваемые К. Сю (1976), о том, что геологическое развитие Западной Калифорнии началось с раннемезозойского раздвиг континентальной земной коры с отодвиганием на запад от Северо-Американского континента блока Салиния. Дальнейшие события связаны с их перемещениями. Согласно этой схеме, источником аркозового материала во францисканской формации были в разное время, с одной стороны, микроконтинент Салиния, с другой — Северо-Американская плита.

Большое сходство францисканской формации с осадочными и вулканическими образованиями о. Сахалина и Японии позволяет предполагать, что при формировании мезозойских бассейнов Западной Калифорнии также имели место процессы рифтообразования.

ЛИТЕРАТУРА

- Бейли Э. Х., Блейк М. Х. (мл.). Тектоническое развитие Западной Калифорнии в позднем мезозое (ст. 1 и 2). — Геотектоника, 1969, № 3—4.
- Блейк М. К., Джонс Д. Л. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии. — Геотектоника, 1974, № 6.
- Богданов Н. А. Палеозойское геосинклинальное обрамление Тихого океана, М., «Наука», 1975.
- Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Особенности строения мезозойских отложений Сахалина. — Геол. и геофизика, 1976, № 4.
- Бродская Н. Г., Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. О генезисе терригенных пород мезозойских отложений Сахалина. — Литол. и полезн. ископ., 1977, № 1.
- Гаврилов В. К. Рифтоподобные комплексы в геологическом разрезе Сахалина. — Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 2.
- Гаврилов В. К., Соловьева Н. А. Щелочные базальтоиды в юрско-нижнемеловых отложениях Сахалина. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 1.
- Геология СССР, т. XXXIII, ч. I, М., «Недра», 1970.
- Кропоткин П. Н., Шахворстова К. Н. Геологическое строение Тихоокеанского подводного пояса, М., «Наука», 1965.
- Мацумото Т., Кимура Т. Юго-западная Япония. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса, т. 2, М., «Мир», 1977.
- Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 234, М., «Наука», 1972.
- Разницын Ю. Н. Серпентинитовый меланж и олистострома юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор. — Геотектоника, 1978, № 2.
- Сю К. Развитие Береговых хребтов в Калифорнии в мезозое (повторный обзор). — В кн.: Сила тяжести и тектоника, М., «Мир», 1976.
- Adachi M., Mizutani S. Precambrian rocks in permian conglomerate from Central Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1977, v. 77, No. 8.
- Bailey E., Irwin W., Jones D. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California. — California Div. Mines and Geol. Bull., 183, 1964.
- Bailey E., Blake M., Jones D. On land Mesozoic ophiolite oceanic crust in California. — in Geological Survey Research. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 700, 1970.
- Bailey E., Blake M. Major chemical characteristics of Mesozoic coast Range ophiolite in California. — J. Res. U. S. Geol. Surv., 1974, v. 2, No. 6.

- Hada S.* Construction and Evolution of the Intrageosynclinal Tectonic Lands in the Chichibu Belt of Western Shikoku Japan.— J. Geosci., Osaka City Univ., 1974, v. 17.
- Hashimoto M., Kashima M., Saito V.* Chemical composition of Paleozoic greenstones from two areas of Southwest Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1970, v. 76, No. 10.
- Honio O. S.* Study of fine grained carbonate rocks sedimentation and diagenesis of «micrite».— Paleontol. Japan. Spec. papers, 1969, No. 14.
- Jones D. L., Blake J., Bailey E., Langhin R. J.* Distribution and Character of upper Mesozoic Subduction complexes along the west coast of North America.— Tectonophysics, 1978, v. 47, No. 3/4.
- Ingersoll R. V.* Petrofacies and petrologic evolution of the Late Cretaceous forearc basin, northern and central California.— J. Geol., 1978, v. 76, No. 3.
- Isomi H., Katada M., Omori E., Omori C.* Singular characteristics of chemical composition of the Permian graywacke from the Kiso Mountain Central Japan.— J. Japan. Assoc. Mineralog., Petrologist and Econom. Geol., 1966, v. 55, No. 4.
- Kanmera K.* Litho and bio-facies of permo-triassic Geosynclinal Limestone of the Sambosan belt in Southern Kyushu.— Paleontol. Soc. Japan. Spec. papers, 1969, No. 14.
- Katada M., Hirochi J., Omori E., Jamada T.* Chemical composition of Paleozoic rocks from northern Kiso district and of Toyoma clayslates in Kitakami Mountainland.— J. Japan. Assoc. Mineralog. Petrol. and Econom. Geologists, 1963, v. 50, No. 4.
- Kleist J. R.* Deformation by soft-sediment extension in the coastal belt. Franciscan complex.— Geology, 1974, No. 2.
- Kimura T., Yoshida S., Toyokara F.* Paleogeography and Earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan Stage.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. 2, 19, 1975, No. 2.
- Page B. M.* Franciscan melanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy.— Tectonophysics, 1978, v. 47, No. 3/4.
- Mizutani S.* Permian sandstones in Mugi area. Gifu Prefecture.— Japan. J. Earths Sci., Nagoya Univ., 1957, v. 5, No. 2.
- Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geol., 1975, v. 83, No. 2.
- Ojakangas R. W.* Crataceous sedimentation, Sacramento Valley, California.— Bull. Geol. Cos. America, 1968, v. 79, No. 8.
- Schlocker O.* Geology of the San Francisco North Quadrangle California.— Geol. survey profess. papers 782, Washington, 1974.
- Sugisaki R., Tanaka T.* Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-cenozoic geosynclinal.— J. Tectonophysics, 1971, v. 12, No. 5.
- Sugisaki R., Mizutani R.* Hotton, Adachi and Tana. Late paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japan Island.— Tectonophysics, 1972, v. 14, No. 1.
- Tanaka T.* Chemical composition of geosynclinal volcanic rocks from the Paleozoic Chichibu group in central Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1970, v. 76, No. 7.
- Wachs D., Hein J.* Petrography and diagenesis of Franciscan Limestone.— J. Sediment. petrol., 1974, v. 44, No. 4.

ГИН АН СССР,
Москва
СахКНИИДВНЦ
СФ АН СССР, Новоалександровск

Дата поступления
24.XII.1979

УДК 553.068.5

РОССЫПИ БЕРЕГОВОЙ ОБЛАСТИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

В. И. ЕЛИСЕЕВ

Описаны ильменит-циркон-рутил-монацитовые, магнетитовые, касситеритовые, золотые, алмазные, хромитовые и платиновые россыпи, распространенные в береговой области зарубежных стран, т. е. в области, охватывающей побережье, подводный береговой склон и затопленные террасы. Приводятся размеры россыпей, содержание в них ценных минералов, а также их генетические типы. В основу классификации россыпей положен гидродинамический принцип. Среди них выделяются морские (литоральные, сублиторальные, подводно-дельтовые) и континентальные (аллювиальные и эоловые).

У ильменит-циркон-рутил-монацитовых россыпей преобладают литоральные и эоловые; среди золотых и алмазных распространены преимущественно литоральные и аллювиальные. Касситеритовые россыпи представлены главным образом аллювиально-солифлюкционными; россыпи платины приурочены исключительно к аллювию.

К береговой области мы относим полосу земли со следами современного и более древнего взаимодействия с ней моря, а также ветра, ледника и других геологических агентов в форме приподнятых и затопленных террас, дюн, морен и т. д. Она охватывает побережье (т. е. террасы, созданные морем при более высоких уровнях его стояния), подводный береговой склон и обычно располагающиеся мористее его затопленные террасы. Заметим, что береговая область не является синонимом береговой зоны. Под последней понимают полосу лишь современного взаимодействия моря и суши. В геоморфологическом отношении ей соответствуют берег и подводный береговой склон.

Автор вслед за Е. В. Шанцером (1965) полагает, что в основу классификации россыпей как континентальных, так и морских, должен быть положен гидродинамический принцип. По динамике осадконакопления в морях и океанах различаются литоральная и сублиторальная зоны (Зенкевич, 1956). Иная гидродинамическая обстановка создается в подводных частях дельт. Во всех зонах имеются россыпи ценных минералов. Исходя из сказанного, можно выделить литоральные, сублиторальные и подводно-дельтовые типы россыпей. Надводно-дельтовые россыпи следует рассматривать как разновидность аллювиальных россыпей. Заметим, что предложенная автором группировка россыпей (Елисеев, 1976) — не законченная классификация, а схема, которая в дальнейшем может претерпеть изменение.

В береговой области зарубежных стран по минералогическому составу выделяются следующие категории россыпей и их генетические группы:

Ильменит-циркон-рутил-монацитовые

Магнетитовые

Касситеритовые

Золотые

Алмазные

Хромитовые

Платиновые

Литоральные и сублиторальные (в том числе россыпи приподнятых и затопленных террас), литорально-эоловые, эоловые (перевеивания), дельтовые
Литоральные и сублиторальные (в том числе россыпи приподнятых и затопленных террас), эоловые (перевеивания), дельтовые
Литоральные (аккумулятивные и абразионных пляжей) и сублиторальные (в том числе россыпи приподнятых и затопленных террас), элювиальные, аллювиальные (выполняют также карстовые полости в днищах долин), аллювиально-солифлюкционные, техногенные
Литоральные и сублиторальные (в том числе россыпи приподнятых и затопленных террас), ледниковые, аллювиальные
Литоральные и сублиторальные (в том числе россыпи приподнятых и затопленных террас), сухих рек, эоловые (котловин выдувания)
Литоральные, дельтовые и аллювиальные
Аллювиальные (наземные и подводные)

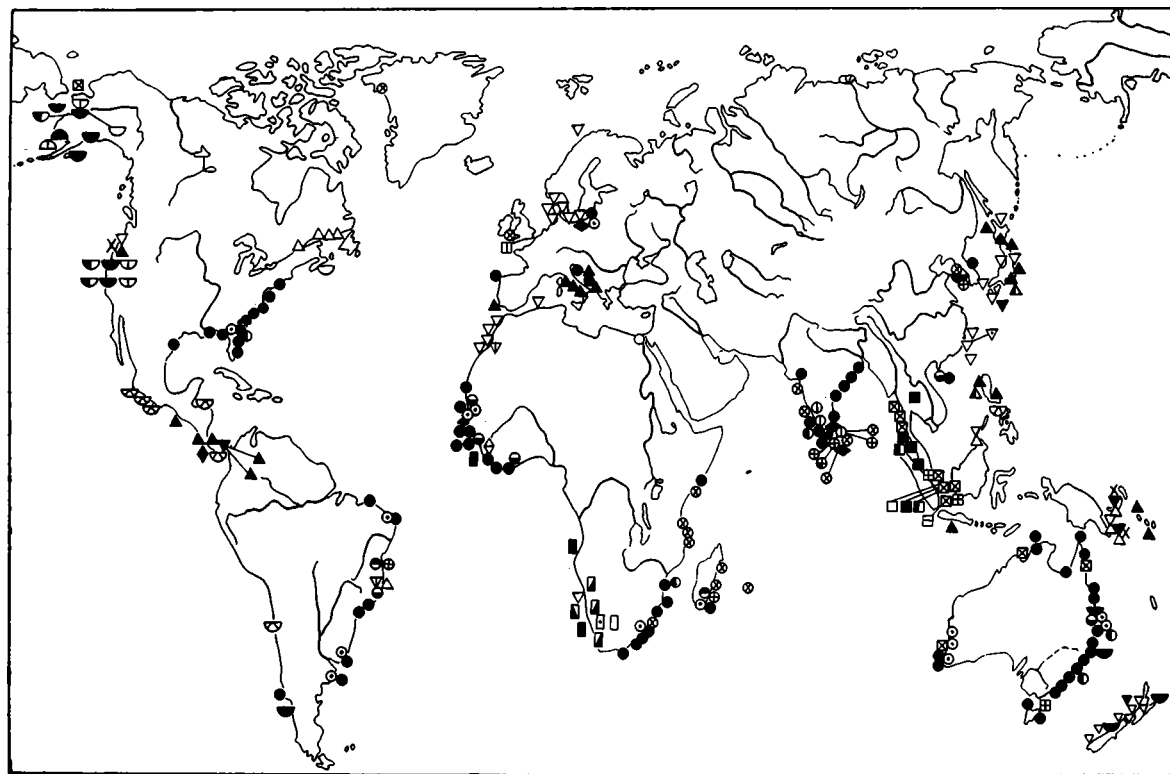
Ильменит-циркон-рутил-монацитовые россыпи состоят, как правило, из ильменита, циркона, рутила и монацита. Наряду с ними встречаются преимущественно мономинеральные россыпи — ильменитовые, монацитовые и рутиловые. Комплексные ильменит-циркон-рутил-монацитовые россыпи известны во многих странах мира, но разрабатываются или разрабатывались в Австралийском Союзе, Индии, Шри Ланке, Сенегале, Мавритании, Гамбии, Сьерра-Леоне, ЮАР, Мозамбике, Малагасийской республике, АРЕ, США, Бразилии, ряде стран Европы. Наибольшее значение они имеют в Австралийском Союзе, Индии, Шри Ланке, Бразилии и США (фиг. 1). Среди описываемых россыпей известны литоральные, сублиторальные, литорально-эоловые, дельтовые и эоловые. Длина литоральных россыпей изменяется от нескольких десятков метров до 16 км и редко более; ширина их варьирует от первых десятков до 300 м, мощность — от 0,4 до 1,5—3,0 м. Форма продуктивных пластов в поперечном сечении линзовидная, в продольном — лентообразная. Они содержат до 40—60% тяжелых минералов.

Процентные соотношения минералов в разных россыпях значительно варьируют. Так, восточноавстралийские и бразильские россыпи, по данным Д. Гарднера (Gardner, 1951, 1955), Т. Конаха (Сопнах, 1961) и Ж. Гилсона (Gillson, 1950, 1959), характеризуются такими процентными соотношениями минералов:

Страны	Ильменит	Циркон	Рутил	Монацит
Австралийский Союз (Восточная Австралия)	11—91	9—65	2—44	0,1—2
Бразилия	35—75	5—35	0,5—5	1—20

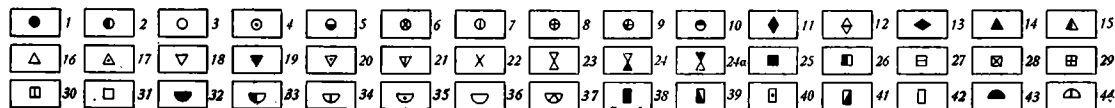
Эоловые россыпи, сопутствующие литоральным, содержат от 0,5—1,0 до 3—10% тяжелых минералов. Но они нередко характеризуются довольно крупными размерами и более значительными запасами ценных минералов по сравнению с литоральными россыпями.

Ильменит-циркон-рутил-монацитовые россыпи располагаются преимущественно по окраинам древних платформ. Это объясняется, с одной стороны, тем, что на древних платформах развиты метаморфические, магматические и осадочные породы, содержащие в своем составе указанные минералы. И с другой стороны, тем, что древние платформы и особенно щиты представляли собой возвышенные области, где формировалась кора выветривания. Она впоследствии размывалась, питая ценными минералами более молодые осадочные образования. Неоднократное переотложение минералов из древних пород (начиная с докембрийских) в более молодые приводило к тому, что их концентрации в



Фиг. 1. Схема распространения россыпей в береговой области зарубежных стран

Ильменит-циркон-рутил-монацитовые россыпи: 1 — литоральные, 2 — сублиторальные, 3 — дельтовые, 4 — золотые, 5 — приподнятых морских террас; *преимущественно ильменитовые россыпи:* 6 — литоральные, 7 — золотые; *преимущественно монацитовые россыпи:* 8 — литоральные, 9 — сублиторальные, 10 — золотые; *преимущественно рутиловые россыпи:* 11 — литоральные, 12 — аллювиальные наземные; 13 — гранатовые золотые россыпи; *магнетитовые россыпи:* 14 — литоральные, 15 — сублиторальные, 16 — дельтовые, 17 — золотые; *ильменит-магнетитовые россыпи:* 18 — литоральные, 19 — сублиторальные, 20 — золотые, 21 — приподнятых морских террас; *хромитовые россыпи:* 22 — литоральные, 23 — дельтовые, 24 — приподнятых морских террас, 24а — аллювиальные; *касситеритовые россыпи:* 25 — литоральные, 26 — сублиторальные, 27 — приподнятых морских террас, 28 — аллювиальные наземные, 29 — аллювиальные затопленные, 30 — техногенные, 31 — элювиальные; *золотые россыпи:* 32 — литоральные, 33 — сублиторальные, 34 — приподнятых морских террас, 35 — аллювиальные наземные, 36 — аллювиальные затопленные, 37 — неясного генезиса; *алмазные россыпи:* 38 — литоральные, 39 — сублиторальные, 40 — золотые, 41 — приподнятых морских террас, 42 — аллювиальные наземные; *платиновые россыпи:* 43 — аллювиальные наземные, 44 — аллювиальные затопленные



последних возрастали. Ильменит, рутил, циркон и монацит обладают небольшой плотностью, значительной устойчивостью к механическому истиранию и содержатся в исходных коренных породах исключительно в виде мелких зерен. Вследствие этого они переносятся водными потоками на сотни километров от источников питания и поступают в конечном итоге в моря и океаны. Аллювиальные россыпи указанных минералов встречаются реже. В морских отложениях они ассоциируют исключительно с мелкозернистыми песками и алевритами. И поскольку их плотность не очень сильно отличается от таковой вмещающей массы (в основном кварца), они распределяются в ней более или менее равномерно (надплотиковые россыпи); но наибольшие их концентрации отмечаются все же в основании продуктивных пластов.

Характерная особенность некоторых литоральных россыпей этой группы — возобновление их после отработки (россыпи Пулмоддай в Шри Ланке, Траванкур в Индии, Комоксатиба в Бразилии и др.). Так, один из участков ильменитовой россыпи Пулмоддай обрабатывался несколько раз. Он пополнялся ильменитом во время штормов за счет размыва продуктивного пласта, залегающего под водой (Меро, 1969). На формирование некоторых ильменит-циркон-рутил-монацитовых россыпей (например, на восточном берегу Австралии) помимо прибоя и волн большое влияние оказывает ветер. Он принимает непосредственное участие в их накоплении, обогащая в сухие периоды пески пляжа ценными минералами. Поэтому современные ильменит-циркон-рутил-монацитовые россыпи восточного побережья Австралии с генетической точки зрения правильнее считать литорально-золотыми.

В настоящее время богатые россыпи литоральной зоны в ряде стран вырабатываются и там разрабатываются золотые россыпи с низким содержанием ценных минералов (0,5—1%); кроме того, предполагается разрабатывать сублиторальные россыпи с еще более низким содержанием полезных компонентов. Так, общее содержание рутила и циркона в некоторых сублиторальных россыпях восточного побережья Австралии не превышает 0,2%. И тем не менее, как утверждают специалисты, месторождение можно рентабельно разрабатывать при условии технического усовершенствования средств добычи.

Известно, что в плейстоцене происходило чередование оледенений и межледниковий. В ледниковые эпохи уровень Мирового океана понижался, а в межледниковые повышался. Следы низкого стояния Мирового океана доказываются наличием затопленных террас во многих районах Земли: у берегов Нового Южного Уэльса в Австралии (Brown, 1971), у западного побережья Индии (Naig, 1974), на шельфе Сьерра-Леоне (McMaster et al., 1970) и т. д. Поэтому уже на основании теоретических рассуждений можно полагать, что затопленные террасы должны содержать тот же комплекс ценных минералов, что и современные литоральные зоны. И действительно, первые шаги в этом направлении подтверждают высказанное предположение: в сублиторальных зонах ряда стран — в Индии, Шри Ланке и Австралии открыты россыпи, содержащие тот же комплекс минералов, что и в современных литоральных. Таким образом, на шельфах многих стран мира помимо позднеголоценовых россыпей покоятся более древние затопленные россыпи.

Магнетитовые россыпи размещены преимущественно в вулканических областях. Они разрабатываются или разрабатывались в Новой Зеландии, Японии, на Филиппинах, в Индонезии, Панаме и Италии. Кроме перечисленных стран россыпи магнетита имеются на Фиджи, в Эквадоре, Коста-Рике, Гватемале, Бразилии, США и в некоторых странах Европы. Среди магнетитовых россыпей наиболее распространены, как и среди россыпей с ильменитом, цирконом, рутилом и монацитом, литоральные и сублиторальные россыпи (Япония, Новая Зеландия) и редко — дельтовые (россыпь в дельте р. Риу-Доси в Бразилии).

Длина литоральных магнетитовых россыпей варьирует от нескольких сотен метров до нескольких километров. Правда, россыпи зал. Утира и п-ова Муроман (Япония) имеют общую длину 44 км. Ширина россыпей изменяется от 20 до 60 м, мощность продуктивных песков — от 0,1 до 3 м. Содержание магнетита (титаномагнетита) в продуктивных пластах литоральной зоны обычно высокое: от 20—40 до 60—80 и даже до 90%. Так, пески состоят местами на 90% из магнетита в россыпях зал. Утира и п-ова Муроман и на 87% в россыпях Северного острова в Новой Зеландии. В магнетитовых россыпях нередко присутствуют ильменит и хромит, иногда золото (например, в месторождении Уэстпорт в Новой Зеландии и о. Вити-Леву на Фиджи). Ранее магнетитовые пески разрабатывались на золото в Новой Зеландии (р-н Уэстпорта) и Португалии. Между Уэстпортом и Греймутом на о. Южном в магнетитовых песках содержится монацит. Сублиторальные россыпи магнетита (титаномагнетита) известны в Японии (в заливах Токийском и Ариака), Новой Зеландии (западнее Северного острова на глубинах 27 и 50—70 м) и на Филиппинах (о. Лусон). В поверхностных частях сублиторальных россыпей в р-не островов Северного и Лусон содержание магнетита изменяется от 2—3 до 36%. Возможно, что с глубиной его содержание будет выше.

Касситеритовые россыпи известны в Индонезии, Таиланде, Бирме, Малайзии, Вьетнаме, Китае, США, Австралийском Союзе и Англии. Среди них отмечаются литоральные и сублиторальные, элювиальные, аллювиально-солифлюкционные, аллювиальные (выполняют также карстовые полости в днищах долин, например в Малайзии). Кроме того, встречаются иногда техногенные субаквальные россыпи. В отличие от предыдущих групп здесь не известны россыпи дельтового и эолового генезиса.

Литоральные россыпи встречаются как на аккумулятивных (в зал. Клабат на о. Банка; в юго-восточной части о. Синкеп и в других районах Индонезии), так и на абразионных (россыпи Таи Муанг в Таиланде) пляжах. Первые характеризуются, как правило, низким содержанием касситерита. Вторые представлены маломощными пластами с высокими содержаниями касситерита в приплотинной части (Aleva, 1973). Размер зерен касситерита в литоральных россыпях 0,3—0,1 мм и менее. Сублиторальные россыпи касситерита распространены в Таиланде (у о. Пукет и других районах) и Индонезии (у о. Банка) на глубинах около 40 м, а также между островами Банка и Суматра на глубинах 50—500 м. Помимо современных морских россыпей в странах Юго-Восточной Азии имеются и более древние, приуроченные к приподнятым террасам (например, в восточной части о. Белитунг). Роль морских россыпей в добыче касситерита невелика.

Элювиальные россыпи касситерита в Индонезии фигурируют под названием «кулит». Это кварцево-касситеритовая зона мощностью 10—14 см, сцементированная окислами железа; в ней прослеживаются два-три горизонта с касситеритом. Наиболее богатый из них располагается внизу. Размер зерен касситерита в этих россыпях 1—3 см и более, распределены они неравномерно и совершенно не окатаны. Иногда здесь встречаются глыбы касситерита весом до 1 т (Жилинский, 1965). При перетолжении элювиальных россыпей в долинах рек возникли древние россыпи, получившие в Индонезии название «какса». Они приурочены к ящикообразным долинам, неглубоко врезаемым в образования коры выветривания. Длина их до 1—2 км, ширина от 50 до 200 м; мощность от нескольких сантиметров до 0,6 м, иногда достигает 2 м (на о. Синкеп) и даже 3 м (на о. Белитунг). Выше залегают торфа мощностью от 2—3 (в верховьях долин) до 25—30 м (в их устьях, вблизи от моря). Какса состоит в основном из кварца (80—90%), касситерита (2—5—10% и редко более), других минералов и обломков горных по-

род. Все компоненты каксы образованы угловатыми обломками крупного размера. Размер зерен касситерита 0,2—1 мм. В приплотиковой части концентрации касситерита выше, а его зерна крупнее. Вместе с касситеритом встречаются монацит, циркон, ильменит, вольфрамит и другие минералы. Содержание касситерита в данных россыпях в странах Юго-Восточной Азии обычно изменяется от 0,3 до 1,2 кг/м³ и составляет в среднем 0,4 кг/м³. Из этих россыпей в странах Юго-Восточной Азии добывают 90% всего касситерита.

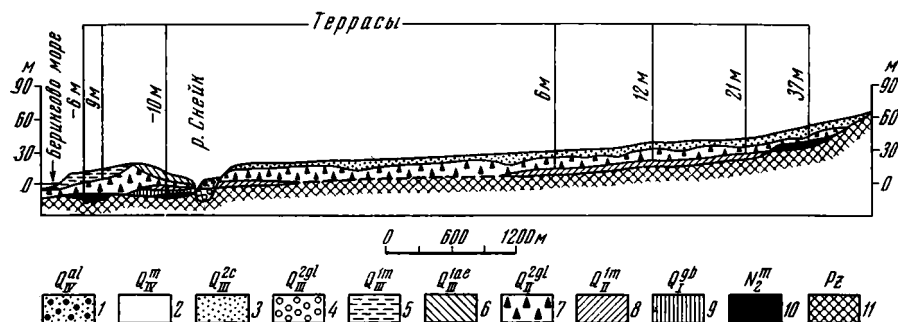
Указанные россыпи образуются за счет размыва коры выветривания и располагаются от источника питания на расстоянии 1—1,5 км. Они являются россыпями ближнего сноса. Малая транспортабельность зерен касситерита в русловом потоке объясняется двумя факторами: их дроблением благодаря хрупкости (поэтому они редко приобретают окатанную форму) и быстрым проседанием в галечные наносы за счет сравнительно большой плотности. Отмеченная особенность касситерита послужила причиной того, что его морские россыпи встречаются сравнительно редко. Ряд особенностей этих россыпей, а именно угловатость слагающего их обломочного материала, малое расстояние переноса касситерита от источника питания — не позволяет считать их чисто аллювиальными. Скорее всего их следует относить к категории ложковых или аллювиально-делювиальных, по терминологии Ю. А. Билибина (1955). Но поскольку в странах с тропическим климатом и, в частности, в странах Юго-Восточной Азии господствующей формой склоновой денудации является не делювиальный процесс, а тропическая солифлюкция (Елисеев, 1970), то в генетическом отношении эти россыпи правильнее относить к типу аллювиально-солифлюкционных. Помимо этих древних россыпей касситерита встречаются современные аллювиальные, не имеющие сколько-нибудь существенного практического значения.

Поскольку значительная часть пенеппена Зунда с корой выветривания на рудовмещающих породах и древними (предположительно миоценовыми) долинами в ее пределах затоплена морем (во время плейстоценовых трансгрессий Индийского океана), естественно было предположить наличие здесь касситеритовых россыпей такого же генезиса, как и у обнаруженных на суше. И действительно, установлены затопленные россыпи касситерита элювиального и аллювиального генезиса у островов Белитунг, Банка и Синкеп в Индонезии и в западной части Таиланда (на границе с Бирмой). Заметим, что затопленные речные долины нередко находятся на продолжении наземных, что облегчает их поиск. По В. Гохту (Gocht, 1971) все пространство между островами Суматра и Калимантан, а также восточная часть Андаманского моря и западная часть Сиамского залива перспективны на обнаружение россыпей касситерита. Техногенная россыпь касситерита, расположенная в зал. Сент-Айвс (Корнуол) в Великобритании, возникла в результате слабой переработки морем выносов Красной Реки, размывающей отвалы оловорудных разработок. Россыпь находится на глубине 9—21 м; концентрации касситерита низкие; нередко касситерит встречается в сростках с кварцем и турмалином.

Золотые россыпи известны в ряде стран: США, Канаде, Чили, Новой Зеландии, Австралийском Союзе, на Филиппинах и в некоторых др. Среди них отмечают литоральные и сублиторальные, ледниковые и аллювиальные. Морские россыпи золота только в США имеют важное промышленное значение; в других странах их промышленный потенциал мал. Промышленное значение морских россыпей золота по сравнению с аллювиальными пока невелико, что объясняется рядом причин: 1) малой транспортабельностью в русловом потоке крупных золотин из-за большой их плотности; такие золотины часто не достигают морских бассейнов и скапливаются в руслах рек недалеко от источника питания; в моря и океаны попадают лишь мелкие зерна золота; 2) небольшими

размерами золотин, которые трудно или вовсе не извлекаются обычными методами обогащения; 3) сравнительно легкой истираемостью золотин. Экономическое значение морских россыпей золота в будущем, на наш взгляд, будет зависеть прежде всего от того, как скоро удастся разработать методику извлечения «плавучего» золота. Если эта проблема будет решена, удельный вес морских россыпей в общей добыче золота значительно возрастет.

Из морских россыпей золота наиболее известно Номское месторождение на п-ове Сьюард (Аляска), которое имело очень большое про-



Фиг. 2. Геологический разрез через бережную равнину окрестностей г. Номы (Tagg, Greene, 1973; с изменениями автора)

1, 2 — голоценовые отложения: 1 — аллювиальные, 2 — морские пляжевые; 3, 4 — позднелепистоценовые (висконсинские) отложения: 3 — коллювиальные, 4 — ледниковые (салмонлейкское оледенение); 5, 6 — позднелепистоценовые (сангамонские) отложения: 5 — девятиметровой террасы, 6 — эстуариев; 7 — среднелепистоценовые (иллинойские) ледниковые отложения (номское оледенение); 8 — среднелепистоценовые (ярмутские) отложения, слагающие террасы высотой 6, 12 и 21 м над уровнем моря; 9 — раннелепистоценовые ледниковые отложения (айронкрикское оледенение); 10 — плиоценовые отложения, слагающие террасы высотой 37 м над уровнем моря и 6 и 10 м ниже уровня моря; 11 — палеозойские породы

мышленное значение. А. Тагг и Х. Грин (Tagg, Greene, 1971), ссылаясь на Дейли, указывают, что с 1897 по 1977 гг. из этого месторождения добыто около 155 т мелкого золота. По другим источникам (Божинский и др., 1965) из него извлечено более 400 т. Стратиграфическая схема района Номского месторождения золота (Tagg and Greene, 1973; Nelson and Hopkins, 1972) имеет следующий вид:

Q ^{IV} (голоцен)	Образования круэнштернской трансгрессии (прибрежно-морские пески и галечник)
Q ² _{III} (висконсин)	Салмонлейкские ледниковые и коллювиальные накопления
Q ¹ _{III} (сангамон)	Морские отложения 9-метровой непогребенной террасы и эстуариевые песчаные илы (пелукская трансгрессия)
Q ² _{II} (иллинойс)	Номские ледниковые отложения
Q ¹ _{II} (ярмут)	Образования погребенных морских террас высотой 21, 12 и 6 м (анвильская трансгрессия)
Q _I	Айронкрикские ледниковые отложения
N ₂	Образования погребенных морских террас плюс 37 м, минус 6 и минус 10 м (фиг.2) (беринговская трансгрессия)
P _z	Породы палеозоя

Все отмеченные террасы и современный пляж содержали золото в промышленных количествах. Но наибольшие его концентрации приурочены к погребенным террасам в их западных частях. Длина россыпей на месторождении изменяется от 1—1,5 до 16 км; ширина от 0,3 до нескольких десятков метров и более. Так, ширина современной литораль-

ной россыпи достигает 90—125 м. Мощность золотоносных пластов не превышает 0,1—0,2 м. Содержание золота в россыпях колеблется от 8 до 80 г/м³, иногда достигает 480—1280 г/м³ (Божинский и др., 1965). Помимо террасовых и пляжевых россыпей, золото на побережной равнине окрестностей Номы содержится в моренах и аллювии (например, в долине р. Энвил-Крик). Месторождение выработано. К югу от него, в северо-западной части Берингова пролива (бассейн Чирикова) американскими исследователями обнаружены затопленные россыпи золота морского и континентального генезиса. Золото, по данным Нельсона и Гопкинса (Nelson, Hopkins 1972), обнаружено в морене и в залегающих на ней так называемых реликтовых галечниках, в морских террасах, речных долинах и дельтах. Нельсон и Гопкинс полагают, что реликтовые галечники сформировались за счет перемиыва морены морем во время его трансгрессии, тогда как осадки террас накапливались при длительном стабильном положении береговой линии. Однако «реликтовые галечники», возможно, сформировались в современное время в результате воздействия на морену морских течений субширотного направления; в таком случае россыпи являются сублиторальными.

Максимальные концентрации золота приурочены к «реликтовым галечникам» — в некоторых пробах до 4 г/м³ (принимая, что объемный вес 1 м³ рыхлой породы примерно равен 1,6 т). Около 1/3 проб из них показали содержание золота примерно 1 г/м³ в каждой, тогда как среднее содержание золота в морене не превышает 0,1 г/м³. Столько же содержится золота в поверхностных частях затопленных террас. Более высокие концентрации его могут быть расположены глубже. Много золота извлечено из подводных долин. Из них наиболее перспективны погребенные долины, врезанные в морену или коренную породу. Последние формировались, по-видимому, в доледниковое время и заимствовали золото из коры выветривания на золотоносных коренных породах. В дальнейшем золотые россыпи в акватории у Номы возникли за счет размыва главным образом ледниковых золотоносных отложений. Ледники были главными поставщиками золота в эту часть Берингова моря. Дельты малоблагоприятны для концентрации золота (Тагг, Грин, 1973).

Отметим, что затопленные россыпи у Номы располагаются к югу от наземных, на небольшом расстоянии от них. Там, где нет побережных россыпей, затопленные россыпи тоже отсутствуют. Аналогичная тесная пространственная связь современных пляжевых россыпей золота и более древних (приподнятых и затопленных террас) наблюдается и в других местах (в Южном Орегоне, Калифорнии и т. д.). Отмеченная закономерность в распространении морских россыпей золота позволяет более целесообразно вести их поиски. Золотые россыпи береговой области, особенно погребенные, изучены еще слабо. Поэтому не исключена возможность выявления в береговой области месторождений золота, подобных номскому.

Алмазные россыпи известны в Намибии, ЮАР и Анголе. Среди них различаются литоральные и сублиторальные (в том числе россыпи приподнятых морских террас), «сухих рек» и дефляционные (котловин выдувания). Россыпи морских террас удалены от береговой линии Атлантического океана на расстояние до 10 км. Высота террас колеблется от 3—18 до 200 м над уровнем океана, ширина от нескольких метров до 300 м. Они сложены галечниками, перекрытыми золотыми песками мощностью 25 м и более. Плотик россыпей неровный. Алмазы приурочены преимущественно к западинам глубиной 1,5—2 м, выполненным грубым валуно-галечным материалом. Размеры валунов достигают 4 м в поперечном сечении, что свидетельствует о значительной силе прибойного потока и волнения. На гальках и валунах прослеживаются многочисленные следы ударов. Концентрации алмазов в ряде террас очень высокие. Так, в террасе высотой 33—35 м (располагается в 20 км к югу от устья

р. Оранжевой и в 1,5 км от береговой линии Атлантического океана) содержание алмазов достигало 220 кар./м³, а средний вес составлял около 2 кар. Указанная терраса фигурирует в литературе под названием «устричной линии» и возникла, судя по заключенной в ней фауне, в неогене. Заметим, что неогеновая терраса и в других местах характеризуется нередко очень высоким содержанием алмазов. В более молодых террасах и в современной литоральной зоне содержание алмазов и вес их значительно ниже.

Алмазы морских террас характеризуются матовым блеском со следами интенсивного истирания (встречались камни шаровидной формы), имеют штрихи и серповидные трещины. Это свидетельствует об их длительной обработке мощным прибойным потоком и волнами. Качество алмазов очень высокое. В россыпях отсутствуют папагенетические спутники алмазов — пироп и пикроильменит, встречающиеся, как правило, с алмазами в кимберлитах. Вероятно, они разрушались или под действием мощного прибойного потока и волн, или в процессе выветривания кимберлитов. Алмазоносные россыпи морских террас расположены за сотни километров от алмазоносных трубок; поблизости от них коренных алмазоносных пород нет. Вместе с тем известно, что в речном потоке основная масса алмазов оседает вблизи коренного источника, на расстоянии не более 10—20 км. Детальное исследование этой алмазной провинции показало, что алмазы принесены сюда издалека: из Центральной части Южной Африки р. Оранжевой и др. Но они были принесены не обычными водными потоками, а грязевыми, или «сухими реками», в которых алмазы могут переноситься на далекие расстояния во взвешенном состоянии без следов окатывания. Рейнинг (Трофимов, 1967) проследил путь алмазов вдоль долины р. Оранжевой от трубок центральной части Южной Африки до Атлантического океана. Попав в океан, алмазы послужили тем «материалом», из которого возникли современные литоральные россыпи.

Перенос алмазов издалека подтверждается, с одной стороны, климатической обстановкой: начиная с мела, на этой территории существует аридный климат, обусловивший возникновение «сухих рек», с другой — характером алмазоносных отложений, сходных с отложениями грязевых потоков. Они характеризуются слабой окатанностью обломков, неясной слоистостью, несовершенной сортировкой, содержат много ила. То, что алмазы принесены сюда издалека, подтверждается и сходством алмазов, например, из россыпи устричной линии с алмазами из трубок Дютуйтспен и Вессельтон. В то же время часть алмазов из этих россыпей отличается от алмазов из трубок. По-видимому, она была принесена из докембрийских конгломератов Витватерсранда; алмазы последних характеризуются таким же отчетливым зеленоватым оттенком, который типичен для алмазов морских террас (при огранке он пропадает). Кроме того, известны неалмазоносные кимберлиты в районе Гибсона и Намибии. Однако не исключена возможность наличия на этой территории алмазоносных трубок, погребенных под эоловыми песками. Они также могли поставить в океан какое-то количество алмазов. Вынос в океан значительного количества алмазов и обусловил высокие концентрации их в древних морских террасах. Россыпи современной литоральной зоны в ЮАР и Намибии имеют ширину около 100 м. Плотник их неровный, с многочисленными западинами, к которым приурочена основная масса продуктивных отложений. Часть последних сцементирована кремнеземом и известью. Среднее содержание алмазов около 0,3 кар./м³, средний вес камней около 0,5 кар.

Сублиторальные россыпи алмазов прослеживаются в форме двух галечных полос (параллельных береговой линии) на глубинах 14—36 м (ширина полосы 1,5 км) и 60—90 м. Мощность слагающих их алмазоносных отложений довольно значительная — от нескольких метров до

нескольких десятков метров. Алмазы сублиторальных россыпей в отличие от алмазов литорали и морских террас не имеют трещин и следов износа, т. е. не испытали, по-видимому, действия волн и прибоя. Другими словами, их накопление, вероятно, не было связано с бывшей литоральной зоной. Этому противоречит и значительная мощность алмазоносных отложений, не свойственная литоральной зоне. В последней она обычно не превышает 1 м, а нередко измеряется десятками сантиметров. Отмеченные алмазоносные полосы сформировались, очевидно, в результате размыва течениями¹ выносов р. Оранжевой.

Добыча алмазов из литоральной и сублиторальной зон оказалась экономически невыгодной и была прекращена в 1971 г. Однако в последнее время эксплуатация сублиторальных россыпей возобновилась. При этом отмечается, что в среднем из 1 т песков на шельфе добывается алмазов в пять раз больше, чем на побережье. Разработка ведется до глубины 60 м (*Diamantengewinnung im shelf*, 1977).

Побережные аллювиальные россыпи алмазов приурочены к поймам и террасам рек Бюффелс, Оранжевой, Олифантс, Грин и др. Так, по р. Бюффелс эксплуатировались россыпи поймы и террас высотой 9,36 и 63 м со средним содержанием 0,18 кар./м³ в основном ювелирных алмазов. В районе Клейнси (ЮАР) содержание алмазов в среднем около 0,32 кар./м³, средний вес камней около 0,85 кар., среди них много ювелирных.

Оловые россыпи возникли за счет развевания преимущественно россыпей «сухих рек». Ветры северного направления, выдувая мелкообломочные фракции, создавали ложбины северного простирания, в которых и концентрировались алмазы. Содержание последних достигало местами 600 кар./м³. Эти россыпи выработаны.

Хромитовые россыпи имеются в США, Папуа (Новая Гвинея) и на Филиппинах. В США это известные морские россыпи в Южном Орегоне, в которых содержание хромита 3—5%. Вместе с хромитом встречаются ильменит, циркон, рутил, гранат, магнетит, золото, платина, оливин, пироксен и эпидот. Длина россыпей не превышает 2 км, ширина до 300 м, мощность продуктивного слоя не более 1 м. В Папуа (Новая Гвинея) имеются литоральные и аллювиальные (на островах Муруа и Новая Британия) и предположительно дельтовые (в зал. Юон на о. Новая Гвинея) россыпи. Мощность продуктивных песков в последней достигает 24 м, содержание хромита около 2%. На Филиппинах россыпи хромита открыты на о. Палаван. Они характеризуются высоким содержанием хромита (в среднем 55%), но размеры россыпей невелики.

Платиновые россыпи известны в США в бух. Гудньюс на Аляске и Сьерра-Леоне. Их поиски ведутся в Гренландии. Россыпь платины в районе бух. Гудньюс имеет аллювиальный генезис и приурочена к долине р. Салмон и ее притокам — Платинум-Крик и Клара-Крик, дренирующих ультраосновной массив Ред Маунтин. Среднее содержание металлов в сырой платине составляет 82,31% платины, 11,25 иридия, 2,15 осмия, 0,17 рутения, 1,29 радия, 0,38 палладия и 2,24% золота (Brobst, Pratt, 1973). В последнее время выяснилось, что береговая россыпь продолжается в Беринговом море, где перекрыта ледниковыми отложениями мощностью до 60 м.

Таким образом, в береговой области зарубежных стран распространены такие россыпи: комплексные ильменит-циркон-рутил-монацитовые (встречаются иногда и преимущественно мономинеральные месторождения этих минералов) и мономинеральные магнетитовые, касситеритовые, золотые, алмазные, хромитовые и платиновые, которые накапливались

¹ Течения в этой части Атлантического океана зимой и летом направлены с юга на север (см. Морской атлас. т. II. Физико-географический. Изд. Главного штаба военно-морских сил, 1953).

как в морских, так и в континентальных условиях. Наиболее характерными типами россыпей первой и второй групп являются литоральные и эоловые. Литоральные россыпи первой группы иногда возобновляются после обработки.

Наиболее важным промышленным типом касситеритовых россыпей являются россыпи ближнего сноса (аллювиально-солифлюкционные), возникшие за счет непосредственного размыва коры выветривания. Поскольку наземные россыпи этого типа в странах Юго-Восточной Азии истощаются, то активизируется добыча касситерита из них на шельфе. Россыпи разрабатываются драгами. Среди золотых россыпей встречаются преимущественно литоральные и аллювиальные типы. В целом промышленное значение первых по сравнению со вторыми пока невелико. Однако не исключена возможность выявления новых литоральных россыпей золота, аналогичных россыпям Номского месторождения.

Алмазные россыпи характеризуются наличием литоральных и суб-литоральных типов, своеобразными россыпями «сухих рек» и котловин выдувания. Хромитовые россыпи представлены аллювиальными, дельтовыми и литоральными типами, а платиновые связаны исключительно с аллювием.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Божинский А. П., Гневущев М. А., Каллистов П. Л., Лапин С. С., Лифшиц А. И., Новик-Кочан В. П., Седова В. И., Трушков Ю. Н. Методы разведки и подсчета запасов россыпных месторождений полезных ископаемых — Тр. ЦНИГРИ, вып. 65. М., «Недра».
- Елисеев В. И. Солифлюкция у экватора. — Литол. и полезн. ископ., 1970, № 1.
- Елисеев В. И. О классификации морских россыпей. — Изв. вузов, геол. и разведка, 1976, № 7.
- Жилинский Г. Б. Генетические типы оловянных россыпей Индонезии, методика их поисков и разведки. — В кн.: Геология россыпей. «Наука», 1965.
- Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. М., Гос. учеб.-пед. изд-во М-ва просвещ. РСФСР, 1956.
- Меро Дж. Минеральные богатства океана. Пер. с англ. М., «Прогресс», 1969.
- Трофимов В. С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. М., «Недра», 1967.
- Шанцер Е. В. О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей. — В кн.: Геология россыпей, М., «Наука», 1965.
- Aleva G. J. J. Aspects of the Historical and Physical Geology of the Sunda Shelf Essential to the Exploration of Submarine tin placers. — Geol. en mijnbouw, 1973, v. 52, No. 2.
- Brobst D. A., Pratt W. P. US Mineral Resources. — Geol. Surv., Prof. Paper, 1973, No. 820.
- Brown G. A. Offshore mineral exploration in Australia. — Underwater J. 1971, August.
- Connah T. H. Beach sand heavy mineral deposits of Queensland, Brisbane. — Geol. Surv. Queensland Publs., 1961, No. 302.
- Diamantengewinnung im Shelf. Bergbau, 1977, v. 28, No. 4.
- Gardner D. E. Titanium (rutile and ilmenite). Mineral resources of Australia. — Summary report, Canberra, 1951, No. 2.
- Gardner D. E. Beach-sand heavy-mineral deposits of Eastern Australia. — Bull. Bur. Mineral Resources, Geol. Geophys., Dept. Nat. Developm. Commonwealth Austral, 1955, No. 28.
- Gillson J. L. Deposit of heavy minerals on the Brazilian coast. — Trans. Amer. Inst. Mining and Metall. Engng, 1950, v. 187.
- Gillson J. L. Sand Deposits of titanium minerals. — Mining Engng, 1959, v. 11, No. 4.
- Gocht W. Die Bedeutung Zinn-Lagerstätten. — Das Metall, 1971, v. 25, No. 9.
- McMaster R. L., La Chance T. P., Ashraf A. Continental shelf geomorphic features of Portuguese Guinea and Sierra Leone (West Africa). — Marine Geol., 1970, No. 3.
- Nair R. R. Holocene sealevels on the Western Continental Shelf of India. — Proc. Ind. Acad. Sci., 1974, v. 79, No. 5.
- Nelson C. H., Hopkins D. M. Sedimentary Processes and Distribution of Particulate Gold in the Northern Bering Sea. — Geol. Surv. Prof., Paper 689. Washington, 1972.
- Tagg A. R., Greene H. G. Seismic survey locates potential gold deposits in the Bering sea. — Ocean Industry, 1971, v. 6, No. 8.
- Tagg A. R., Greene H. G. High-Resolution Seismic Survey an Offshore Area near Nome, Alaska. — Geol. Surv. Prof. Paper 759A. Washington, 1973.

УДК 549.623.5 (265.4)

ГЛАУКОНИТОНОСНЫЕ ПОРОДЫ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОР ЯПОНСКОГО МОРЯ

М. И. ЛИПКИНА

На подводных вулканических постройках в Японском море установлены в коренном залегании гидротермальные глауконитовые кварцевые, халцедоновые и опаловые породы, не известные на суше. Образование их связано с мелководной вулканической деятельностью. Возможно, аналогично происхождение глауконита и других районов Тихоокеанского бассейна, расположенных в пределах андезитовой зоны.

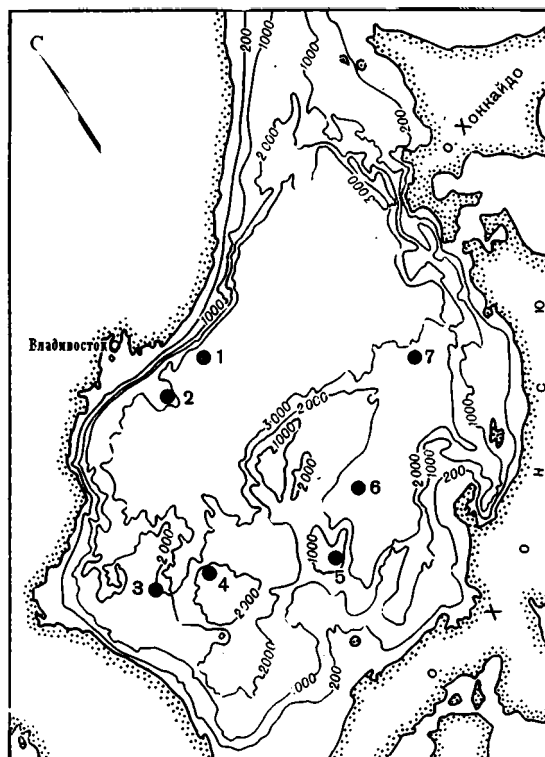
Подводные вулканические горы широко распространены на дне Японского моря. В последние годы они изучались в экспедициях Тихоокеанского океанологического института ДВНЦ АН СССР. На многочисленных станциях с вершин и склонов подводных гор драгированием были подняты не известные на суше своеобразные глауконитовые образования. Они установлены в коренном залегании на шести станциях возвышенности Первенца, трех станциях вулкана Ченцова, одной станции возвышенности Криштофовича, одной станции хр. Кито-Оки, трех станциях вулкана Медведева. Фрагменты этих пород величиной от мелкопесчаных зерен до обломков 1—7 см обнаружены в отложениях разного возраста на большинстве вулканических построек, в том числе на вулканах Тарасова и Мейе-3. Вулканические горы расположены в разных местах Японского моря. Вершины их находятся на глубинах 1000—1500 м, подошвы — на 1900—3000 м ниже уровня моря (фиг. 1).

Наиболее представительные образцы глауконитовых пород подняты с возвышенности Первенца, вулканов Ченцова и Медведева. От скальных выходов оторваны довольно большие куски этих пород величиной до 0,07 м. Поверхности кусков неровные, бугристые, пещеристые, покрытые черной пленкой гидроокислов марганца. На свежем изломе породы зеленые, разных оттенков. Цвет нередко зависит от положения образца по отношению к границе раздела дно — вода. Яркие зеленые тона наблюдаются в образцах, погруженных в осадок, а выступавшие из него пропитаны гидроокислами железа, пятнисто окрашивающими породу в бурые цвета. Крепость пород различная: некоторые при ударе молотком рассыпаются на мелкую крошку, большинство же имеет неравномерное сложение, сочетая крепкие и сравнительно легко разрушающиеся участки.

ТИПЫ ГЛАУКОНИТОНОСНЫХ ПОРОД

По предварительным данным среди глауконитовых пород выделены кварцевая, халцедоновая и опаловая разновидности (табл. 1).

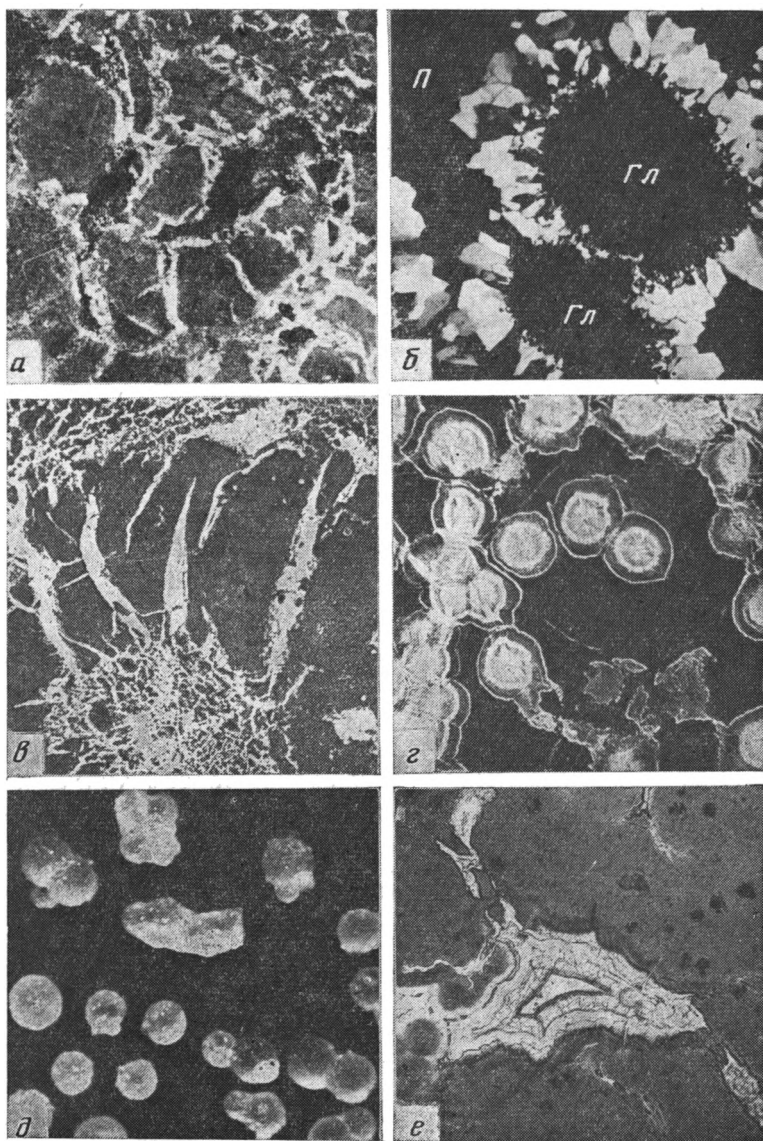
Кварцевые глауконитовые породы отличаются своеобразной неравномерной брекчиевой текстурой, содержат много пустот и каверн.



Фиг. 1. Схема расположения подводных вулканических гор в Японском море

1 — вулкан Тарасова; 2 — возвышенность Первенца; 3 — вулкан Ченцова; 4 — возвышенность Криштофовича; 5 — хр. Кито-Оки; 6 — вулкан Медведева; 7 — вулкан Мейе-3

причудливой формы. Породы состоят из комочков глауконита, имеющего консистенцию относительно вязкой глины или размазывающего сметанообразного гидрогеля. Форма комочков разнообразная: округло-угловатая, лапчатая, неправильная. Величина их от долей миллиметра до 5—7 мм (фиг. 2, а). Комочки заключены в кварцевые оболочки, представляющие собой в большинстве своем инкрустационные корки из мельчайших призматических кристалликов кварца величиной до 0,25 мм, щеточками окаймляющие глауконит. Кварцевые инкрустационные корки на глауконите могут быть сросшимися и взаимно проникать друг в друга. Нередко между ними остаются промежутки, которые либо заполнены более поздней генерацией кварца, либо свободны. В последнем случае эти промежутки представляют собой неправильной формы пустоты, стенки которых усеяны мельчайшими кристалликами кварца (см. фиг. 2, б). Несмотря на небольшие размеры кварцевых кристалликов, в них отчетливо видно зональное строение, на границах зон видны темные пылеватые включения. Иногда зоны роста обозначены полоской преломления на границах соседних зон. Кварц в глауконите образует также тонкие жилки, приуроченные к трещинам синерезиса прямолинейной и дугообразной формы (см. фиг. 2, в). Нередко кварц с глауконитом дает тонкие прорастания вплоть до образования сравнительно однородной массы. Показатели преломления кварца: $N_g=1,550$, $N_p=1,542$. Возможны небольшие колебания в показателях преломления в меньшую или большую сторону на величину 0,002—0,004.



Фиг. 2. Глауконитоносные породы и их фрагменты

а — деталь брекчиевой текстуры кварцевой глауконитоносной породы (белое — кварц, темное — глауконит, черное — поры), $\times 4$, возвышенность Первенца, обр. 1; *б* — глауконит, инкрустированный кварцем (*Гл* — глауконит, *П* — поры), $\times 39$, николи+, обр. 1; *в* — комочек глауконита с трещинами синерезиса, выполненными кварцем (белое — кварц, темное — глауконит), $\times 45$, без анализатора, вулкан Ченцова, обр. 5; *г* — халцедоновая глауконитоносная порода, сферолиты халцедона зонально пигментированы глауконитом (светлое — халцедон, темное — глауконит), $\times 100$, без анализатора, возвышенность Первенца, обр. 4; *д* — шарики халцедона под бинокуляром, $\times 32$, обр. 4; *е* — секрция опала в глауконите, $\times 70$, без анализатора, вулкан Медведева, обр. 8

Халцедоновые глауконитоносные породы в отличие от кварцевых не имеют четко выраженной брекчиевой текстуры. Крепость их различна, сложены они в основном сросшимися между собой шариками халцедона величиной 0,03—0,25 мм и невыразительными островками глауконитового гидрогеля, в котором также есть единичные шарики халцедона. Внутреннее строение шариков сферолитовое, погасание крестообразное. Они

Химический состав глауконитоносных пород

Компонент	Разновидности глауконитоносных пород									
	кварцевая		халцедоновая		кварцевая			опаловая		кварцевая
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	79,12	76,77	82,98	87,09	65,02	73,85	67,93	64,67	60,13	79,56
Fe ₂ O ₃	6,03	11,14	7,17	5,32	18,08	12,73	18,90	13,27	18,39	10,67
FeO	3,40	0,55	0,66	0,75	1,18	0,47	0,77	0,84	0,94	0,70
TiO ₂	0,12	0,35	0,22	0,17	0,12	0,40	0,17	0,04	0,01	0,30
MnO	0,06	0,06	0,10	0,14	0,19	0,06	0,58	0,04	0,06	—
P ₂ O ₅	—	0,06	0,05	0,06	—	0,05	0,27	0,03	—	0,10
Al ₂ O ₃	0,71	0,30	0,50	0,18	1,77	0,70	0,48	1,41	0,86	0,25
CaO	1,81	0,42	0,56	0,42	1,20	0,21	0,35	0,15	0,30	0,49
MgO	0,86	2,00	1,70	0,75	2,17	2,00	1,75	2,03	2,66	1,08
Na ₂ O	0,44	0,32	0,18	0,17	0,66	0,42	0,29	1,10	1,85	0,21
K ₂ O	2,12	2,45	1,77	0,70	2,65	2,65	1,62	2,60	2,63	1,54
S	сл.	0,03	0,07	0,05	0,16	0,10	0,02	1,22	0,72	0,58
H ₂ O ⁻	1,08	1,89	1,08	1,70	1,28	2,48	1,93	Не опр	Не опр	1,00
П. п. п.	2,86	3,28	3,05	2,18	4,76	3,31	4,47	12,67	11,43	3,28
Сумма	98,61	99,62	100,09	99,68	99,24	99,43	99,53	100,07	99,98	99,76

Примечание. 1—4 — образцы с возвышением Первенца; 5, 6, 7 — с вулкана Ченцова; 8, 9 — с вулкана М.дведева, 10 — с хр. Кито-Оки. Анализы выполнены в ИГГ АН УССР и ИМР Мингео УССР.

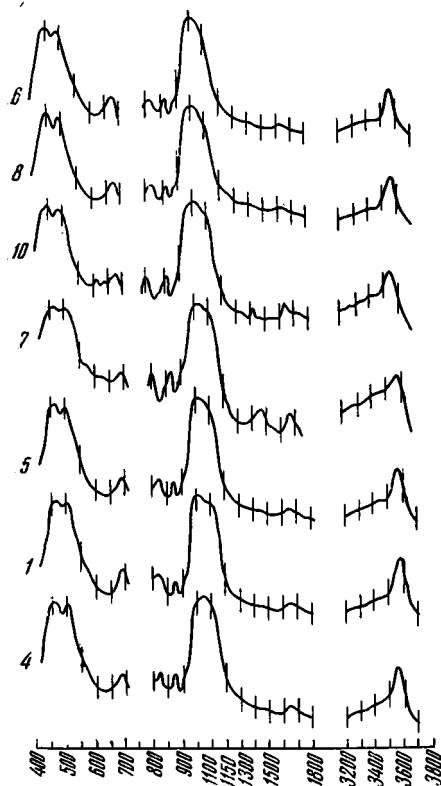
пигментированы глауконитом и окрашены в зеленый цвет. Глауконит в сферолитах обогащает отдельные концентрические слои (см. фиг. 2, г, д). Свободные от примесей глауконита халцедоновые сферолиты встречаются лишь в немногих имеющихся в породе пустотах.

Опаловые глауконитоносные породы в большинстве своем более рыхлые по сравнению с кварцевыми и халцедоновыми породами. Они мягкие, размазывающиеся в мокром состоянии и сыпучие, крошащиеся — в сухом. Опал образует в глауконите многочисленные мелкие (вплоть до микроскопических) секреты неправильной формы с зонально фасловым белым и голубовато-белым опалом (см. фиг. 2, е). Распределение «опализованных» участков в глауконите крайне неравномерное. В большинстве образцов глауконит испещрен секреторными выделениями белого и голубовато-белого опала, и только в единичных образцах сохранились участки почти чистого глауконита размером до 5—7 см.

Наряду с рыхлыми разновидностями поднят один образец размером 25×18 см стекловидной опаловой глауконитоносной породы, крепкой, вязкой, с раковистым изломом. Эта порода представляет собой брекчию глауконита, сцементированную опалом. Комки глауконита самой разнообразной формы и размеров зонально обросли опалом. В отдельных зонах опал слабо раскристаллизован и, вероятно, переходит в халцедон, который обладает едва заметным двупреломлением и «бегущим» веерообразным погасанием. Наиболее крупные комки глауконита состоят из беспорядочно ориентированных частиц и однородны по строению, но в местах сопряжения с опалом частицы глауконита переориентированы, агрегатно поляризуют, собраны в волнисто-погасающие и городчатые вермикулитовые оборки. Мелкие отторженцы глауконита имеют вид червеобразных вrostков в опале и состоят из параллельно ориентированных глауконитовых частиц с отчетливой агрегатной поляризацией. Агрегаты ориентированного глауконита слабо плеохроируют в светло-зеленых тонах, имеют CNg 1—2° и положительное удлинение. Опал оптически изотропен, показатель преломления его 1,444—1,446.

В глауконитоносных породах минералы кремнезема составляют обычно 60—80%; лишь в некоторых образцах количество опала достигает 30—60%. Почти во всех образцах глауконитоносных пород (табл. 1)

встречен пирит. Так, на возвышенности Первенца и вулкане Ченцова пирит присутствует в виде редких рассеянных фрамбоидальных шариков в глауконитовом гидрогеле, величина которых от 0,5 до 0,25 мм в диаметре. Повышенные содержания пирита отмечены в глауконитовых кварцевых породах хр. Кито-Оки. Здесь пирит в глауконите также образует шарики до 0,3 мм в диаметре, которые нередко внутри полые и как бы состоят из двух полусфер. Наиболее высоким содержанием пирита отличаются опаловые глауконитовые породы вулкана Медведева. Пирит неравномерно обогащает их, образуя местами густые вкрапления фрамбоидов в глауконитовом геле, монетовидные бляшки диаметром до 0,5 мм на стенках трещин синерезиса, «присыпку» на поверхности опаловых секрций. Диагностика пирита подтверждена рентгеноструктурным и химическим анализом (см. табл. 1).



Фиг. 3. Инфракрасные спектры поглощения глауконита (метод КВч таблеток)

1—4 — образцы с возвышенности Первенца; 5, 7 — с вулкана Ченцова; 6, 8 — с вулкана Медведева; 10 — с хр. Кито-Оки. Спектры сняты в ДВГИ ДВНЦ АН СССР и ИГГГИ АН УССР

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАУКОНИТА

Для диагностики глауконита необходимо было получить его мономинеральную фракцию. Электромагнитная сепарация осторожно раздробленных образцов с последующей дочисткой под биноклем не позволила полностью освободиться от минералов кремнезема, глауконит неизменно содержал их примесь. Для получения глауконита в чистом виде образцы глауконитовых кварцевых и халцедоновых пород малыми порциями дробились в фарфоровой ступке до размера частиц, проходящих через сито 0,5 мм (чтобы не раздробить индивидуальных кварца и халцедона). Полученная проба помещалась в химический стакан и заливалась дистиллированной водой. Опаловые породы разминались в дистиллированной воде резиновой пробкой. Вода растворяла сорби-

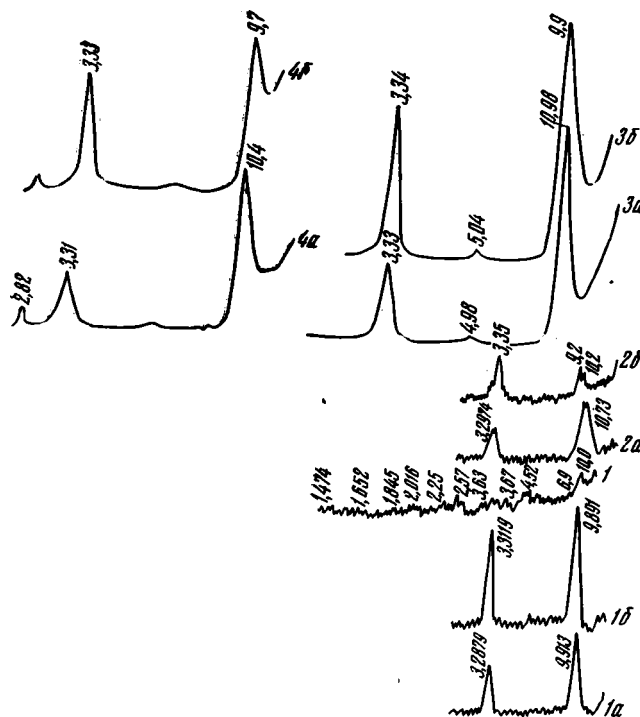
рованный глауконитом электролит (NaCl морской воды). После 3—5-кратного удаления электролита глауконит начинал довольно быстро пептизироваться — переходить в коллоидную фазу, а содержащиеся в нем грубые примеси осаждались на дне стакана. Дальнейшее освобождение глауконита от тонких примесей производилось на центрифуге. При разных скоростях вращения ротора достигалось дополнительное фракционирование глауконита по плотности. После этого глауконит подвергался серии необходимых для диагностики анализов и измерений. Кроме того, для контроля анализировался глауконит в зернах, отобранных под биноклем. Результаты определений совпадают.

Для определения оптических свойств глауконита (Викулова, 1952) коллоидный раствор наносился на стекло, на котором после высыхания оставалась тонкая полупрозрачная пленка, представляющая собой агрегат одинаково ориентированных частиц (Викулова, 1952). Для этой цели

Показатели преломления глауконитов

Подводная вулканическая постройка	Номер образца	N_g	N_p	$N_g - N_p$
Возвышенность Первенца	4	1,649	1,598	0,051
	1	1,652	1,611	0,041
Вулкан Ченцова	5	1,646	1,593	0,053
	7	1,700	1,650	0,050
Вулкан Медведея	6	1,649	1,610	0,039
Хр. Кито-Оки	10	1,662	1,612	0,050

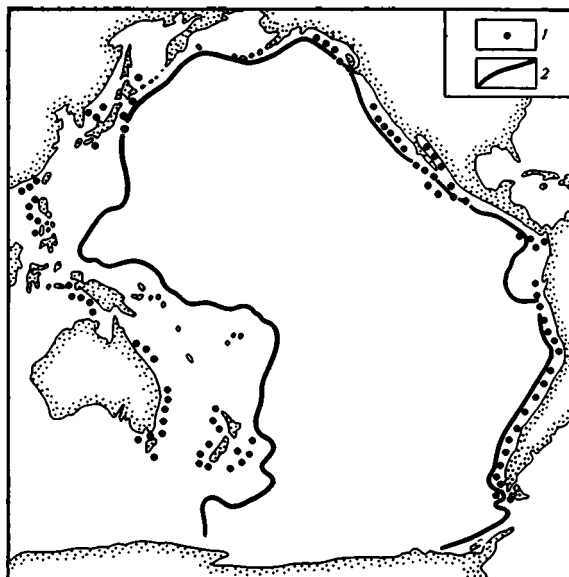
использовались вогнутые часовые стекла 3—4 см в диаметре, на которых можно было получить пленку различной толщины. Из нее лезвием наскребивалась тончайшая стружка, которая наносилась на несколько предметных стекол. Закрученная стружка имеет вид псевдокристалла с



Фиг. 4. Дифрактограммы глауконита

1—4 — образцы с возвышенности Первенца (1 — порошковый воздушно-сухой препарат, а — ориентированный воздушно-сухой препарат, б — ориентированный, насыщенный этиленгликолем препарат). Дифрактограммы сняты в Институте химии ДВНЦ АН СССР на TUR-M62

четко выраженными оптическими свойствами. Закрученные в стружку агрегаты ориентированных частиц глауконита чрезвычайно напоминают биотит с характерной для него яркой интерференционной окраской, прямым угасанием и положительным удлинением. Толстые стружки обладают слабым плеохроизмом в светло-зеленом тоне. В толстых агрегатах видна двусная отрицательная фигура, в тонких — фигура неотчетливая, похожая на одноосную. В табл. 2 приведены показатели преломления



Фиг. 5. Положение андезитовой линии по отношению к районам распространения глауконита в Тихоокеанском бассейне
1 — глауконит (по Логвиненко и др., 1975); 2 — андезитовая линия (по физико-географическому атласу мира, 1964)

глауконита, измеренные в иммерсионных жидкостях. При близком дву-
преломлении глауконита с различных вулканических построек, прелом-
ление по $N_g=1,644-1,770$ и $N_p=1,590-1,650$ колеблется довольно
сильно.

ИК-спектры глауконита похожи на ИК-спектры нонтронита (фиг. 3).
Рентгендифрактограммы глауконитов показаны на фиг. 4. Дифракци-
онная картина глауконита, полученная на электронографе ЭГ-100 в
Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР, свидетель-

Таблица 3

Химический состав глауконитов, %

Компонент	Возвышенность Первенца		Вулкан Ченцова		Вулкан Медведева		Хр. Кито-Оки
	4	1	7	5	8	6	10
SiO ₂	42,12	48,60	46,36	49,10	50,20	49,44	45,62
Fe ₂ O ₃	23,50	24,50	26,52	26,11	25,17	19,76	26,13
FeO	0,61	1,63	1,17	0,79	1,18	2,73	1,52
TiO ₂	0,002	—	0,08	0,002	0,08	0,16	Следы
MnO	0,01	0,03	0,12	0,01	0,01	Не опр.	»
P ₂ O ₅	0,032	Не опр.	Не опр.	0,05	0,055	0,25	0,12
Al ₂ O ₃	0,5	0,93	1,11	0,50	0,5	2,01	1,08
CaO	0,42	1,01	0,56	0,25	0,16	0,91	1,58
MgO	4,27	5,27	4,56	4,24	4,55	5,09	3,53
Na ₂ O	1,80	0,49	1,18	1,00	4,50	2,42	2,09
K ₂ O	4,46	5,48	5,89	6,76	6,25	6,04	6,25
SO ₃	Не опр.	Не опр.	Следы	Не опр.	Не опр.	0,40	2,46
H ₂ O ⁻	»	0,99	6,08	»	»	2,85	3,56
H ₂ O ⁺	»	11,00	6,18	»	»	7,64	6,21
Сумма	77,724	99,93	99,81	88,81	92,655	99,70	100,15

Примечание. 4, 1, 7, 5, 8, 6, 10 — номера образцов. Анализы выполнены в ПТГУ Мингео СССР и в ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

ствует о принадлежности образца к диоктаэдрической гидрослюде поли типа 1М ($b=9,10 \text{ \AA}$).

По химическому составу глауконитам вулканических гор Японского моря свойственны высокие содержания Fe_2O_3 (19,76—26,52%), средние (4,46—6,76%) K_2O , переменные (0,49—4,50%) Na_2O и очень низкие (0,5—2,01) Al_2O_3 (табл. 3).

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ГЛАУКОНИТА, КРЕМНЕЗЕМА И ПИРИТА

Тщательное исследование образцов глауконитоносных пород под биноклем и микроскопом показало, что минералы кремнезема образовались позднее глауконита. Обрастание (инкрустация) глауконита кварцем, выполнение кварцем трещин синерезиса, наличие пигментных примесей в халцедоновых сферолитах, опаловые секреты в глауконите свидетельствуют о более позднем образовании минералов кремнезема по отношению к глаукониту. Выпадение минералов кремнезема происходило в несколько стадий в основном после завершения глауконитообразования. На это указывают зоны роста в кварцевых кристаллах, по-разному пигментированные глауконитом концентрические слои в халцедоновых сферолитах, секреторный характер выделений опала в глауконите. После глауконита и минералов кремнезема кристаллизовался пирит, выделения которого обнаружены не только в глауконите, но и на поверхности опаловых секретов.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ГЛАУКОНИТОНОСНЫХ ПОРОД

Глауконитоносные породы пространственно тесно связаны с подводными вулканическими постройками и тяготеют главным образом к их привершинным частям. Они непосредственно контактируют с базальтами. Так, с вулкана Ченцова, расположенного на восточной окраине Восточно-Корейской подводной возвышенности, добыто два образца кварцевых глауконитоносных пород на контакте с лузыристыми пироксеновыми базальтами. К сожалению, на судне взаимоотношения между ними не были изучены. На воздухе через некоторое время базальтовая часть образца разрушилась, превратившись в горку мелких бесформенных кусочков, а глауконитоносные породы самопроизвольно отделились от базальтов. Эти породы, вероятно, залегают на базальтах.

Тесная пространственная связь с подводными вулканами и локализация глауконитоносных пород в привершинных частях вулканических гор, непосредственное их контактирование с базальтами указывают и на генетическую связь между ними. Глауконитоносные породы — это первичные образования. Они не несут на себе признаков метасоматического замещения. В базальтах, с которыми они контактируют, нигде не встречаются описанные минералогические ассоциации. Образование этих пород представляется следующим образом. Во время извержений вулканы поставляли в море колоссальное количество растворенных веществ. Вблизи действующего очага возникали пересыщенные различными элементами перегретые растворы — результат взаимодействия подводных магм и экзгалиций с морской водой. В таком перегретом растворе в придонной части моря, по-видимому, и происходило формирование глауконитового геля. Химические анализы глауконита и глауконитовых пород свидетельствуют о том, что в растворе, из которого выпадал глауконит, явно недостаточно K и Al , в то же время в избытке содержался кремнезем. После завершения глауконитообразования этот избыточный кремнезем начал выпадать из раствора как в кристаллической, так и в аморфной форме. Наличие кварца, халцедона, опала на разных вулканических постройках можно объяснить различием термо-

динамических условий, существовавших вблизи действующих подводных вулканических очагов. Даже в пределах одной и той же вулканической постройки эти условия не были одинаковыми. Так, на подводной возвышенности Первенца и вулкане Ченцова имеет место образование и кварца, и халцедона, на вулкане Медведева — халцедона и опала.

Несмотря на то что глауконит и ассоциирующие с ним минералы кремнезема образовались в морских условиях, назвать их нормальными осадочным и аутигенными минералами было бы неправомерно. Они выпали из раствора, источником которого в значительной степени была базальтовая магма, активно взаимодействующая с морской водой. Глауконит и минералы кремнезема, таким образом, образования специфических придонных гидротерм, на состав которых оказывала влияние морская вода. Элементы Si, K, Na, Al и др. заимствованы скорее всего не из морской воды, а из эндогенного источника. Возможно, консолидация базальтов, с которыми связано глауконитообразование, требовала высвобождения этих элементов из магмы. Формирование глауконитоносных пород происходило в короткий отрезок времени, соответствующий деятельности конкретного подводного вулкана.

ПОДВОДНЫЙ РАЗМЫВ ГЛАУКОНИТОНОСНЫХ ПОРОД

Продукты подводного размыва глауконитоносных пород найдены в осадочном чехле вулканических гор, в отложениях, образовавшихся вслед за извержением вулканов, и в более поздних осадочных образованиях, оторванных во времени от деятельности подводного вулканического очага.

Так, на подводной возвышенности Первенца непосредственно на базальтах залегают предположительно миоценовые осадки, содержащие крупные бесформенные зерна глауконита и глауконитоносных кварцевых и халцедоновых пород. Эти осадки являются механической смесью разнородных компонентов, что должно быть свойственно динамической среде действующего подводного вулкана. Они состоят из несортированного грубого терригенного материала (песок, гравий, мелкая галька), фрагментов глауконитоносных пород и глауконита и пирокластики, погруженных в зеленоватую, слабоанизотропную массу, состоящую главным образом из тонкодисперсных частиц глауконита. В этой массе рассеяны немногие спикулы губок, панцири диатомей, скелеты радиолярий, в значительной степени растворенные и замещенные глауконитом. Некоторая часть кислых стекол, единичные терригенные зерна также замещены глауконитом.

Механизм образования этих осадков представляется в следующем виде. Во время извержения донные осадки в радиусе действия подводного вулканического очага подвергались гидротермальной переработке, взмучивались и переходили во взвесь, перемешиваясь с пирокластическим материалом. Следствием гидротермальной переработки является глауконитизация кислых стекол, терригенных частиц, органических остатков. Наличие в осадке глауконита и глауконитоносных пород объясняется местным подводным размывом этих пород и переотложением их в осадок. Причем их подводный размыв начался буквально с момента возникновения на вулкане.

Следует отметить, что несмотря на довольно высокое содержание и крупные размеры комочков глауконита и обломочков глауконитоносных пород последние встречаются в осадке значительно реже, чем чистый глауконит. Примерно на 20—30 зерен чистого глауконита приходится всего одно зерно глауконитоносной породы. Это означает, что вместе с кварцевыми и халцедоновыми глауконитоносными породами подводному размыву подвергались крупные массы глауконитового геля, которого

было значительно больше по сравнению с сохранившимися ныне на вулканах глауконитоносными породами. Последние являются останцами бывших крупных глауконитовых залежей, первичная масса которых во многом превосходила ныне существующую, причем эти залежи сложились преимущественно глауконитовым гидрогелем с подчиненным количеством кварцевых и халцедоновых глауконитоносных пород.

На возвышенности Первенца глауконит встречается и в более молодых позднеплиоценовых диатомитах в форме мелких изометричных и округло-изометричных зерен, но уже в малых количествах. В единичных зернах здесь найдены также и кварцевые глауконитоносные породы. Следовательно, подводный размыв глауконита и глауконитоносных пород на возвышенности Первенца продолжался длительное время. На вулкане Тарасова характер осадков такой же, как и на возвышенности Первенца. Но здесь в осадках преимущественно развит глауконит, лишь в единичных случаях попадают обломки кварцевых глауконитоносных пород.

Значительные концентрации глауконита (до 30%) установлены в раннеплейстоценовых осадках, развитых в привершинной части вулкана Медведева. Осадки состоят из двух зон: окисленной светло-желтой и восстановленной зеленовато-серой. Глауконит сохраняется только в восстановленной зоне осадка, в окисленной он осветлен и, возможно, переходит в монтмориллонит. Глауконит в осадке наблюдается в виде бесформенных комочков величиной 1,5—3 см, таких же мягких, как и вмещающий их осадок. При высыхании глауконит растрескивается и распадается на мелкие кусочки с неопределенными очертаниями. Иногда в результате растрескивания образуются микроскорлуповатые отдельности, отслаивание которых оставляет ядра округло-изометричной формы. Вместе с глауконитом в осадке изредка встречаются обломки халцедоновых и кварцевых глауконитоносных пород неправильной формы величиной до 7 см. Вероятно, скальные выходы этих пород еще не полностью разрушены подводной эрозией и находятся где-то поблизости. Осадок, вмещающий глауконит, многокомпонентный. В его составе содержится большое количество раковин радиолярий, панцирей диатомовых водорослей, спикул губок, галька и гравий различных пород, песчаные зерна минералов, пирокластика.

На вершине и склонах вулкана Мейе-3 залегают фораминиферовые глауконитовые пески, возраст которых пока не определен. Концентрация глауконита в них достигает 60%. В этих песках обнаружены зерна кварца и глауконита, а также кусочки глауконита величиной 2—3 см с выделениями цепочек и гнезд очень мелких халцедоновых сферолитов. В фораминиферовых песках есть примесь мелкогравийных частиц различных пород и минералов.

Постоянное совместное нахождение в осадках зерен чистого глауконита и различной величины обломков кварцевых и халцедоновых глауконитоносных пород указывает на их общий материнский источник. Все это продукты подводного размыва некогда крупных глауконитовых залежей, разрушенных динамикой водной среды активных вулканических зон.

Изучение осадочного чехла вулканических гор показало, что в осадках, формирующихся на подводных вулканах непосредственно вслед за вулканической деятельностью и содержащих высокие концентрации глауконита, постоянно присутствует грубый гравийно-галечный материал различных пород и минералов. Следовательно, условия образования этих осадков были мелководными, и вулканическая деятельность, с которой связано глауконитообразование, также протекала на малых глубинах. Затем произошло опускание морского дна примерно на 1000 м.

СРАВНЕНИЕ ЯПОНОМОРСКОГО ГЛАУКОНИТА С ГЛАУКОНИТОМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

Глауконит, изученный на подводных вулканах в Японском море, имеет сходные черты с глауконитами осадков северо-западной окраины Тихого океана у Японских и южных Курильских островов. По данным Н. А. Лисициной, Б. П. Градусова и Н. П. Чижиковой (1974), глауконитам островного склона о. Хонсю свойственны высокая железистость (26,57—27,38% Fe_2O_3), среднее содержание K_2O (5,96—6,10%), крайне низкое содержание Al_2O_3 (1,49—1,50%), а также нонтронитовый характер кривой ИК-спектров поглощения. Эти же особенности отмечены В. П. Петелиным (1954) у тихоокеанского глауконита южной оконечности Курильских о-вов.

Сходство япономорского глауконита с глауконитами тихоокеанского обрамления южных Курил и Японии позволяет высказать предположение об общности в источниках образования глауконита и поступления его в осадок. Так же как и в Японском море, в этих районах глауконит концентрируется вблизи активных вулканических зон, где вполне вероятны проявления подводного вулканизма.

Известно, что в бассейне Тихого океана глауконит сосредоточен в осадках вдоль окраин континентов и островных дуг. Граница его распространения почти на всем своем протяжении удивительно совпадает с так называемой андезитовой линией, которая контролирует также и распространение базальтов андезитовой зоны (фиг. 5). Вряд ли это совпадение случайно. По-видимому, глауконитообразование в андезитовой зоне связано с определенным типом подводного базальтового вулканизма. В частности, для Японского моря и северо-западной окраины Тихого океана у Японских и южных Курильских островов высокожелезистый, низкокалийный, почти безалюминиевый глауконит может являться производным базальтового вулканизма островодужного типа в кайнозойское время.

Таким образом, с позиций изложенной генетической схемы глауконит в морских осадках, как правило, является переотложенным, подводно-терригенным минералом. В редких случаях, как это имеет место в Японском море, в демиссионную стадию геосинклинального развития при опусканиях морского дна на подводных вулканических постройках сохраняются остатки первичных глауконитовых залежей в виде крупных экзотических тел опаловых, халцедоновых и кварцевых глауконитонесных пород. В случае обратного развития (в регрессивную стадию) эти останцы были бы полностью уничтожены волновой абразией вместе с субстратом, на котором они залегают, а продукты их разрушения перенесены на большие расстояния. Этим, по-видимому, и объясняется отсутствие подобных образований на суше.

ЛИТЕРАТУРА

- Викулова М. М. Определение минералогического состава частиц глин меньше 0,001 мм с помощью иммерсионных жидкостей.— В сб.: Кора выветривания, вып. I. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Лисицина Н. А., Градусов Б. П., Чижикова Н. П. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков.— Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
- Логвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана.— Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2.
- Петелин В. П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках.— Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 8. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Физико-географический атлас мира. Изд-во АН СССР и ГУГК, ГГК СССР, 1964.

Тихоокеанский океанологический институт
ДВНЦ АН СССР,
Владивосток

Дата поступления
12.VI.1978

УДК 552.514 (470.5)

ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ГРАУВАККОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И МЕХАНИЗМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

И. В. ХВОРОВА, М. Н. ИЛЬИНСКАЯ

Рассмотрено строение мощного терригенного комплекса зилаирской свиты, имеющего сходство с флишем, но отличающегося от него рядом признаков. Предложено такие отложения выделить как определенный тип флишоида (зилаирский). Высказано предположение, что он формировался в пределах долинно-верной системы, развитой у склона относительно неглубокого (батинального) котловинного моря, со слабо выраженной прибрежной мелководной зоной.

Во многих геосинклиналях встречаются мощные терригенные толщи, представляющие собой чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников; в подчиненном количестве среди них присутствуют и другие породы. Толщи эти по общему характеру (частое чередование фанеромерных и пелитоморфных осадков) напоминают флишевые, но отличаются от типичного флиша теми или иными признаками. В региональных работах такие толщи стали называть флишоидными. Понятие это неопределенное и применяется к отложениям различного характера. Поэтому возникла необходимость на разных примерах изучить подобные отложения, в частности их стратификацию, чтобы накопить материал для сравнительной характеристики и типизации.

Одним из интересных объектов в этом плане являются верхнедевонские терригенные отложения Южного Урала. Они были выделены Л. С. Либровичем (1932) в зилаирскую свиту. Позднее ее стали рассматривать как зилаирский комплекс (Келлер, 1949) или серию (Смирнов и др., 1974) и подразделили на свиты. Нижняя из них отнесена к верхнему франу, верхняя охватывает фамен и низы турне. Так как состав отложений довольно однообразен и фаунистических остатков мало, существуют некоторые разногласия по поводу стратиграфического объема серии, а граница между ярусами проводится довольно условно. В отличие от общепринятых представлений существует взгляд, основанный на изучении растительных микрофоссилий, о фаменском возрасте всей серии (Чибрикова, 1977). Мы будем придерживаться схемы, предложенной Г. А. Смирновым с соавторами (1961, 1974), согласно которой в зилаирской серии выделяются две свиты: кодинская (верхний фран) и собственно зилаирская (фамен), хотя, вероятно, между ними частично существует и фациальный переход.

Распространены рассматриваемые отклонения как на западном склоне Урала — в Зилаирском синклинории, так и на восточном, где они наблюдались нами в Магнитогорском синклинории.

Мощность зилаирской серии точно определить невозможно из-за сложной складчатости и отсутствия маркирующих горизонтов. Для Зилаирского синклинория указывается 2,5 км (Келлер, 1949) и более 4 км (Сенченко и др., 1977), для Магнитогорского — мощность нижней свиты

оценивается в 200—600 м, верхней — в 500—1200 м (Смирнов и др., 1961, 1974).

Для франского и фаменского веков составлены литолого-палеогеографические карты (Смирнов и др., 1961, 1974) и установлено, что формирование обломочных накоплений происходило в прогибе, расположенном между платформой, где преобладали карбонатные осадки, и внутригеосинклинальным поднятием, представлявшим собой сушу, питавшую прогиб терригенным, а временами и вулканогенным обломочным материалом. Последнего поступало больше во франском веке, когда локально существовали активные вулканы (Магнитогорско-Верхнеуральский участок).

Зилаирские отложения рассматривались и как формация, которая получила у разных авторов различные названия: аспидной (Келлер, 1949), граувакково-аспидной (Хворова, 1961), флишоидной (Смирнов, Смирнова, 1961). Одни относят ее к образованиям краевого прогиба, другие — к внешнему геосинклинальному прогибу. Вопросов о формационной и тектонической принадлежности зилаирской серии мы касаться не будем, отметим только, что она древнее флишевой формации Южного Урала (C_2) и их разделяет эпоха существенной структурной перестройки.

В статье рассматриваются лишь терригенные отложения собственно зилаирской свиты, причем под углом зрения анализа стратификации и механизма отложения обломочного материала. Общая фациально-палеогеографическая характеристика достаточно хорошо разобрана Г. А. Смирновым с соавторами (1974), а вещественный состав отложений — предмет специального исследования. Укажем лишь, что обломочный материал здесь полимиктовый, преобладают обломки разнообразных эффузивных пород и соответствующих им минеральных зерен: плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, кварца, хлорита; изредка попадаются обломки серпентинита. Много также кремневой кластики. Все это продукты разрушения зеленокаменных комплексов. Кроме того, всегда присутствуют в значительном количестве обломки кварцитов и слюдистых сланцев, биотит, мусковит. Из аксессуаров особенно характерны эпидот и рудные минералы, спорадически встречается апатит, циркон, анатаз, гранат, пикотит. От развитых ниже терригенных толщ девонская зилаирская свита отличается присутствием «метаморфической кластики».

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В типичном выражении зилаирская свита представляет собой неравномерное чередование серо- и зеленоцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с резко подчиненным количеством гравийного и мелкогалечного материала. В некоторых разрезах встречаются пачки с прослоями силицитов. Изредка попадаются линзы ракушечных, органогенно-детритовых и пелитоморфных известняков; чаще наблюдаются горизонты карбонатных конкреций. Кое-где отмечаются пепловые туфы; в верху разреза локально развиты пласты (2 м) углисто-глинистых сланцев ($C_{орг}$ до 15%) с остатками стеблей наземных растений.

Сложная тектоника и отсутствие маркирующих горизонтов не позволяют проследить в деталях характер латеральной изменчивости отложений, но, как справедливо указывал Б. М. Келлер (1949), вдоль и поперек прогиба происходит замещение грубых осадков более тонкозернистыми. В целом вследствие этого свита имеет литологически «пестрый» облик. Почти в любом крупном обнажении можно наблюдать чередование пачек, где преобладают тонкозернистые породы, и пачек с большим содержанием песчаников или даже почти целиком ими сложенных.

Соответственно выделяются следующие ассоциации: песчаниковая, песчано-аргиллитовая, алевролит-аргиллитовая. Между ними есть переходные разности, которые образуют единый ряд, связанный с общей дифференциацией терригенного материала.

Песчаниковые ассоциации в типичном выражении образованы чередованием «монолитных» песчаников — массивных или с градационным строением и горизонтально-слоистых, плитчатых, образующих характерную «пару».

Монолитный песчаник (нижний) всегда грубее вышележащего плитчатого и может быть образован крупнозернистым песком с примесью гравия или среднезернистым с примесью как крупного, так и мелкого песка и даже алевролита; в целом сортировка материала плохая. В грубозернистых разностях гравий не только рассеян в породе, но местами образует линзовидные скопления. Для мощных пластов характерна скорлуповато-шаровая, кусковатая и криволинейчатая отдельность, а также присутствие песчаных шаров (3—15 см), выделяющихся большей крепостью.

Плитчатые песчаники сортированы несколько лучше и по преобладанию фракций относятся либо к средне-мелкозернистым, либо к мелкозернистым. Обычно снизу вверх наблюдается уменьшение гранулометрии. Слоистость обусловлена либо присутствием тонких невыдержанных прослоев более грубого материала, либо (чаще) послойным скоплением слюды, растительного шлама или глины. Чем мельче материал, тем тоньше слоистость.

Соотношение и мощность обоих типов песчаников различны в отложениях разной гранулометрии. Там, где много грубых осадков, толщина монолитных пластов от 0,5 до 1,5, реже до 3 м, а плитчатых — менее 0,5 м, причем последние могут «выпадать» из чередования и тогда монолитный пласт сменяется монолитным же. В других пачках мощность обоих песчаников соизмерима и варьирует чаще в пределах 20—50 см; здесь плитчатый песчаник иногда переходит вверх в алевролит, выше которого может присутствовать прослой (5—10 см) аргиллита. Такие разрезы отражают переход песчаных ассоциаций к песчано-аргиллитовым.

Песчано-аргиллитовые ассоциации представляют собой чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов, образующих ритмы или многослои с характерным асимметрично-градационным строением (песчаник → алевролит → аргиллит).

Песчаники здесь, как и в предыдущей ассоциации, монолитные и плитчатые — от грубо- до мелкозернистых. Алевролиты — однородные или с тонкой горизонтальной (чаще) или косою слоистостью, иногда осложненной резкими деформациями (конволюктность). Венчающие ритм аргиллиты чаще загрязнены алевролитом, но иногда чистые. Они образуют либо небольшие (<5 см) слои, либо довольно мощные (>0,5 м) пакеты, в которых присутствуют тонкие прослои алевролитов, а иногда и мелкозернистых песчаников. Вверху таких пакетов местами прослеживаются горизонты плоских конкреций микритового известняка.

Ассоциация охватывает отложения от насыщенных песчаниками, составляющих до 50% разреза, до таких, в которых преобладают тонкие осадки. В первых толщина песчаных пластов достигает 0,5—1 м и более, во вторых — 0,5—40 см. Такое неравномерное распределение разных пород можно видеть почти в каждом крупном обнажении.

Алевролит-аргиллитовая ассоциация отличается от рассмотренной отсутствием или незначительным развитием песчаников. Основу ее составляют аргиллиты, как чистые оскольчатые, так и в разной степени алевроитистые; алевролит иногда довольно равномерно рассеян в глинистой массе, но чаще образует тонкие прослои (алеврито-глинистые ритмы). Алевролиты — мелко- и крупнозернистые, песчаные и глинистые.

Песчаные разности обычно горизонтально-слоисты, нижняя их поверхность бывает неровной, осложненной мелкими впадинами, заполненными песком. Многие алевролиты обладают тонкой однонаправленной пологой косою слоистостью, иногда осложненной оползевыми складочками. Для ассоциации характерна довольно тонкая напластованность: отдельные слои имеют толщину от 2 до 20 см, реже до 0,5 м.

Во многих крупных разрезах улавливается определенная тенденция к смене самих ассоциаций: песчаниковые кверху переходят в песчано-аргиллитовые, последние — в алевролитово-аргиллитовые. Однако такая последовательность нередко нарушается «вклиниванием» песчаников в глинистую часть разреза или алевролитово-аргиллитовых пакетов в песчаные толщи. Мощности чередующихся ассоциаций варьирует в пределах от нескольких метров до нескольких десятков метров, причем переходы между ними и постепенные, и довольно резкие.

Кремнисто-терригенные ассоциации развиты локально, но они — характерный член свиты. Это те же терригенные толщи, но обогащенные силицитами. Последние представлены зелеными, зеленовато-серыми, реже черными (фтаниты) разностями, часто полосчатыми и плитчатыми. В них есть остатки радиолярий, как рассеянные, так и образующие тонкие прослойки; присутствует и растительный шлам. Силициты бывают и чистыми, и глинистыми.

В песчаниковых ассоциациях кремнистые породы встречаются редко, но иногда образуют мощные (0,5—1 м) пласты с резкими обеими границами. В нижней части таких пластов присутствуют прерывающиеся миллиметровые прослои алевролита, в верхней — силициты «чистые», однородные. Таким образом, кремнистые породы здесь по положению и текстуре соответствуют алевроито-глинистому ритмиту и аргиллиту. В песчано-аргиллитовых ассоциациях положение силицитов различно даже в пределах одной пачки. Они лежат непосредственно над песчаником, либо в кровле многослоя над аргиллитом, либо в виде тонких (1—2 см) прослоев в алевролитово-аргиллитовом пакете, где по составу связаны с аргиллитами (кремнистые аргиллиты, глинистые силициты). В общем, они местами как бы замещают частично аргиллитовую (пелитовую) часть разреза. Кремнистые породы распределены неравномерно, обычно их немного, но местами они образуют сгущения и в отдельных случаях слагают пачки толщиной до 6 м.

Для зилаирских отложений свойственна низкая карбонатность. Глинистые осадки чаще бескарбонатны или слабо карбонатны, но местами в них присутствуют конкреции микритового известняка. В переотложенном виде они встречаются в основании некоторых грубых песчаников. Очевидно, конкреции относятся к категории раннедиагенетических и кальций в них седиментогенный.

В кремнисто-силицитовых ассоциациях карбонатного материала несколько больше. Кроме конкреций здесь присутствуют прослои микритовых известняков, чередующихся с силицитами, а изредка попадаются крупные линзы (10—12 м) брахиоподовых известняков, переслоенных радиоляриевыми фтанитами с мелкими (<0,5 см) кальцитовыми сферолитами.

В песчаных и алевролитовых пластах нередко отмечается вторичная кальцитизация, чаще слабая, иногда значительная.

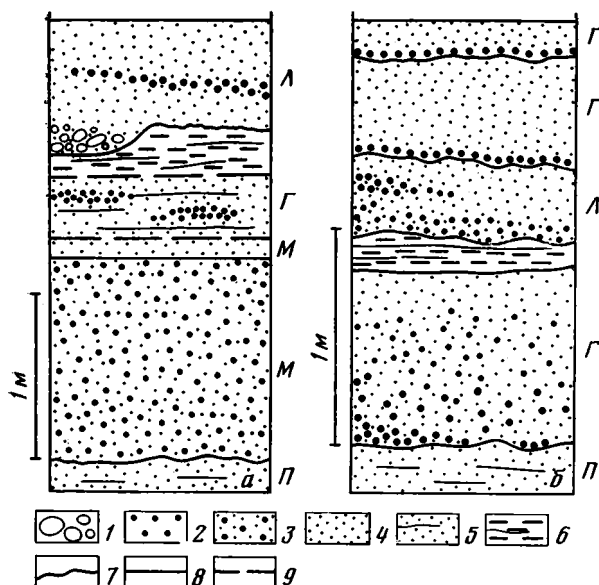
ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕСЧАНЫХ ПЛАСТОВ

Для понимания условий образования отложений типа флиша перво-степенное значение имеет характер строения песчаных пластов. Рассмотрим с этих позиций основные особенности зилаирских песчаников.

Монолитные песчаники. Выделяются три главных текстурных типа:

- 1) линзовидно-слоистый, 2) массивный, 3) градиационного строения.

Первый тип представлен песчаниками разной гранулометрии — средне-крупнозернистыми и средне-мелкозернистыми. Характерная их особенность — присутствие линзовидных прослоев более грубого материала: крупного песка, гравия. Обычно гравий образует скопления в грубозернистом песчанике, но иногда и в мелкозернистом. Линзы короткие (0,5 м) и протяженные, толщиной от нескольких миллиметров до 5, реже 20 см, горизонтальные и наклонные. Слагающий их материал сор-



Фиг. 1. Соотношение разных типов песчаников в песчаной ассоциации

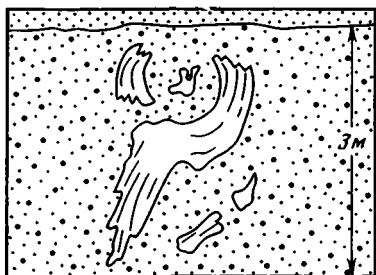
1 — конгломерат из галек местных пород; 2 — гравелит; 3—5 — песчаники: 3 — грубо-зернистый с гравием, 4 — мелко-среднезернистый, 5 — мелко-зернистый; 6 — алевролит; 7 — размывы; 8 — резкие контакты; 9 — постепенные контакты. Текстуры: Л — линзовидно-слоистая; М — массивная; Г — градационная; П — горизонтально-слоистая (плитчатость). (Из разреза по р. Тарангул)

тирован много лучше, чем во вмещающей породе. Здесь же могут присутствовать плоские аргиллитовые и алевролитовые гальки (до 2—3 см) с тенденцией к чешуйчатому расположению, имбринации. Границы линз в одних случаях нечеткие, в других — резкие и неровные, причем изредка наблюдаются разрывы слоев и линз грубого материала и внедрение основной мелкозернистой массы между их «обломками», такие текстуры сходны с получившими название «pull-aparat» (Dzulinski, Walton, 1965).

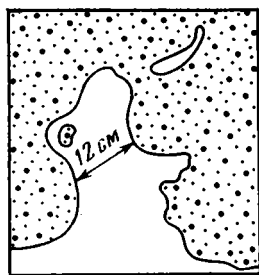
Песчаники имеют толщину от 0,5 до 2,5 м, причем мощные пласты построены сложно и состоят из нескольких латерально невыдержанных слоев разной гранулометрии. Такая невыдержанность связана с линзовидным накоплением более грубого материала и создает довольно крупную линзовидную косую слоистость (фиг. 1, а, б). Иногда при этом наблюдается общее уменьшение размерности песка от подошвы к кровле пласта (градационное строение).

Нижние контакты пластов всегда резкие и неровные, местами осложненные эрозионными карманами, заполненными обломками (до 5 см) местных пород (фиг. 1, а). Верхние контакты разные (резкие, постепенные). В некоторых разрезах такие песчаники обогащают отдельные пачки, но в целом они не имеют широкого развития и являются локальным образованием; чаще встречаются в верху свиты.

Второй тип тоже включает песчаники разной гранулометрии: от очень плохо сортированных — грубозернистых, иногда гравийных, до несколько лучше сортированных — мелкозернистых. Для всех этих пород характерно массивное строение пластов: отсутствие слоистости и градацион-

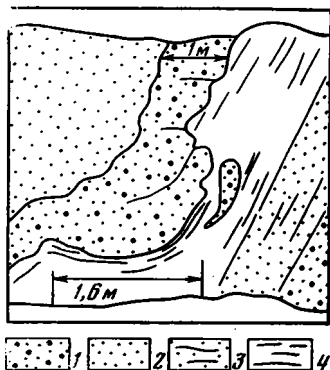


Фиг. 2. Глинисто-алевролитовый отторженец в массивном песчанике (р. Тарангул, рисунок с обнажения)



Фиг. 3. Внедрение алевритистого аргиллита в вышележащий массивный песчаник (р. Тарангул, рисунок с обнажения)

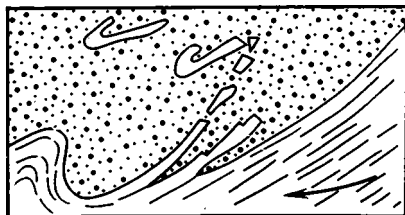
ного распределения материала (последнее иногда намечается лишь в самой верхней небольшой части пласта). Нередко в разных частях пластов присутствуют плоские аргиллитовые гальки — одиночные и образующие небольшие скопления внутри пластов; в мощных и грубых пес-



Фиг. 4

Фиг. 4. Соотношение массивных песчаников и алевролитов

1 — песчаник массивный грубозернистый; 2 — песчаник крупно-среднезернистый с шаровыми конкрециями; 3 — песчаник плитчатый; 4 — алевролиты с аргиллитами (р. Тарангул)



Фиг. 5

Фиг. 5. Контакт грубого массивного песчаника и плитчатого алевролита (р. Тарангул), стрелка показывает движение песка

чаниках встречаются небольшие смятые глинисто-алевролитовые отторженцы (фиг. 2).

Нижние контакты обычно резкие и местами неровные, осложненные текстурами внедрения и оползания. При этом подстилающий тонкий осадок может быть причудливо выжатым в песчаное тело (фиг. 3), а песок может проникнуть в нижний слой так, что в обнажении будет выглядеть в виде небольшого отторженца (фиг. 4). Удалось наблюдать начало формирования местных обломков. В кровле подстилающих песчаник слоистых тонкозернистых пород появляются перисто отщепляющиеся пластинки, между которыми проникает песок (фиг. 5). Обломки

таких пород прослеживаются и выше в песчаной массе, причем часть их изогнута в виде прерывающихся складок. Песчаные пласты с такими контактами имеют разрушенный облик, неправильную скорлуповатую отдельность и быстро меняющуюся толщину. Очевидно, во время оползания происходило не только скольжение самого пласта, но и перемещение материала внутри него. Нижняя граница негрубых песчаников бывает и нерезкой, связанной с быстрым, но плавным переходом в ниже-лежащую породу.

Верхние контакты чаще ровные — постепенные и резкие, и лишь там, где есть признаки оползания, они неровные, хотя не столь причудливые, как нижние.

Мощность песчаников варьирует от 20—30 см до 1,5 м, но иногда достигает 3—4 м. Распространены они много шире, чем линзовидно-слоистые, и тоже характерны для песчаных ассоциаций, хотя встречаются в виде «экзотического» элемента в существенно аргиллитовых толщах.

Третий тип представлен тремя текстурными разновидностями, отличающимися характером изменения гранулометрии в пределах пласта.

1. Обычные асимметрично-градированные пласты: относительно крупнозернистые внизу, постепенно становящиеся более мелкозернистыми кверху. Как и в предыдущих типах, гранулометрия песчаников разная. Варьируют они и по степени гранулометрического разделения материала. В одних пластах пределы размерности зерен в основании и вверху пласта близки, но преобладающая фракция заметно отличается. В других, при довольно близкой общей гранулометрии, нижняя часть пласта выделяется присутствием крупной фракции (вплоть до мелкого гравия). Вопрос о характере распределения фракций в пределах слоев требует специальных исследований, но даже из просмотра шлифов видно, что в мощных (1,5—2 м) внешне просто градированных песчаниках оно в действительности сложнее и сопровождается «пульсацией» размерности от подошвы к кровле при общем уменьшении гранулометрии вверх от подошвы к кровле. В песчаниках встречаются алевроитовые и аргиллитовые гальки, а изредка и небольшие (0,15·0,5 м) слоистые отторженцы. Нижние контакты всегда отчетливые и часто неровные, однако резко выраженных оползневых границ, подобных рассмотренным выше, мы здесь не наблюдали. Верхние контакты ровные — как резкие, так и постепенные. Рассматриваемые песчаники распространены очень широко. Они имеют толщину от 10 см до 1 м, реже больше (до 2,5 м).

2. Симметрично-градированные или маятникового строения пласты¹, в которых самый грубый материал (средне- или крупнозернистый песок, иногда с гравием) сосредоточен в средней части, сменяясь как к подошве, так и к кровле более мелким. Мощность таких пластов от 0,5 до 1,2 м. Контакты их как резкие, так и постепенные, но всегда ровные. Встречаются такие песчаники сравнительно редко.

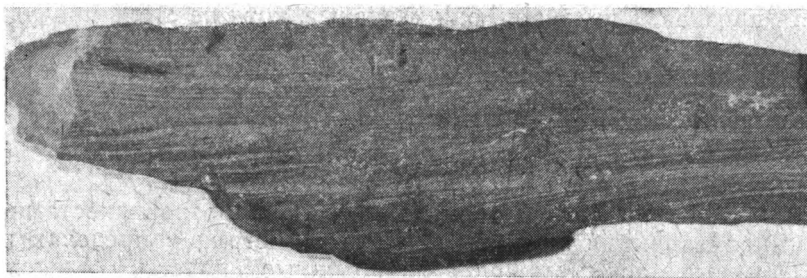
3. Пласты, получившие определение инверсионно-симметричных (Dzulinski, Walton, 1965): относительно мелкий материал расположен в их средней части, сменяясь в обе стороны более крупным. Изменение гранулометрии порою выражено нерезко и, на первый взгляд, песчаник имеет массивное строение. Просмотр шлифов, однако, показывает, что внизу и вверху материал хуже сортирован и грубее из-за большего количества зерен крупной фракции, иногда здесь отчетливо выражена дву-модальная структура.

Мощность монолитных песчаников от 0,5 до 1,5 м; контакты их обычно резкие и ровные. Инверсионно-симметричные пласты встречаются нечасто, хотя, возможно, некоторые из них благодаря слабо выражен-

¹ В английской литературе такое строение определяют как «pensymmetrical grading».

ной градационности, относились к массивным. Все рассмотренные песчаники встречаются в одних и тех же разрезах и характерны для песчаных и песчано-аргиллитовых ассоциаций.

Между строением некоторых типов песчаников намечаются переходные различия. Так, внизу сравнительно мощных асимметрично-градируемых пластов иногда появляются линзочки более грубого материала, что как бы связывает их с линзовидно-слоистыми. Местами наиболее крупная фракция кластики концентрируется не в основании пласта, а



Фиг. 6. Косослойчатый мелкопесчанистый алевролит (р. Курган, натуральная величина, шлифовка)

на 2—5 см выше, что отражает текстурную связь асимметрично-градируемого и маятниковых типов.

Выше моноклитных песчаников, как мы видели, залегают плитчатые. Останавливаться на их характеристике не будем, так как строение их простое и информация, даваемая при описании отложений, достаточна.

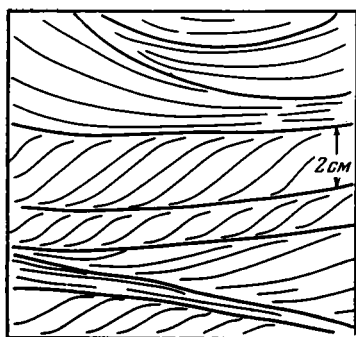
Косослойчатые песчаники и алевроиты. Чаше косослойчатые отложения представлены крупно- или среднезернистыми алевролитами, но иногда и мелкозернистыми песчаниками. Как правило, здесь отмечается довольно хорошая сортировка материала (в отличие от градируемых и массивных песчаников). Текстура обусловлена чередованием слоев, слегка отличающихся гранулометрией, а также концентрацией в них слюды, растительного шлама или тяжелых минералов; встречаются также пелитовые прослойки. Слоистость мелкая, и чем тоньше осадок, тем она мельче. Толщина слоев от долей миллиметра до нескольких миллиметров, реже до первых сантиметров; наибольшие наклоны слоев 5—10° до 20—30°. Толщина серий от 0,5 до 2—3 см, причем в одних случаях весь косонаслоенный «пласт» образован 1—2 сериями (фиг. 6), в других — несколькими, срезающими друг друга (фиг. 7, 8); мощность таких «сложных» пластов разная: от 3—5 см до 0,5 м, редко 1 м. В разных срезах одного пласта наблюдается либо однонаправленная слоеватость (вогнутая и вогнуто-выпуклая — интегралоподобная), либо мультислойная перекрещивающаяся и горизонтальная; первая иллюстрирует сечение, параллельное течению, остальные — перпендикулярное ему; встречается и разнонаправленная слоеватость.

Рассмотренная текстура относится к типу слоистости ряби, характерной для морских донных течений (Ботвинкина, 1962).

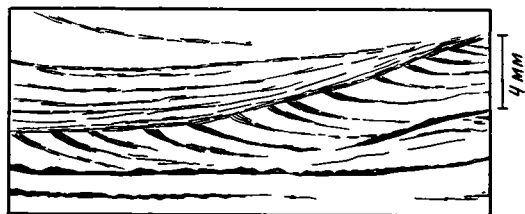
Сочетания терригенных пород (многослои). Для стратификации зилаирских отложений в целом характерна турбидитная модель, но проявляются и заметные отличия, относящиеся преимущественно к нижнему интервалу. Он образован не только градируемым пластом (A_r), но также линзовидно-слоистым (A_n) и массивным (A_m). При этом градируемый слой имеет не только асимметричное, но также и маятниковое и инверсионно-симметричное строение.

Вышележащие отложения лучше соответствуют модели: плитчатый горизонтально-слоистый песчаник — интервалу В, косослойчатый алевро-

лит — *C*, верхний горизонтально-слоистый алевролит или глинисто-алевритовый ритмит — *D* и аргиллит — *E*. Подобно мощным турбидитным толщам, в зилайре часто встречаются неполные многослои (без нижних или без верхних членов), что отражает латеральную изменчивость свиты; наблюдается и выпадение интервала *C*, вследствие чего сливаются интервалы *B* и *D*. Для песчаных ассоциаций многослои имеют «формулу» *AB*, реже *ABC* или даже *AC*. В песчано-аргиллитовых ассоциациях присутствуют и полные многослои (*ABCDE*), и редуцированные (*ABC*, *ABE*), а в аргиллитово-алевролитовой — обычно отсутствует или имеет неболь-



Фиг. 7



Фиг. 8

Фиг. 7. Косая слоистость в мелкозернистом песчанике (р. Егеньды, рисунок с обнажения)

Фиг. 8. Тонкая косая слоистость в алевролите (р. Куруил, рисунок со шлифа)

шое значение интервал *A* и многослои представлены интервалами *BCDE*, *CDE* и *DE*. Однообразное строение такой ассоциации может нарушаться появлением мощных (>1 м) массивных пластов алевролита или даже песчаника.

Структурные и текстурные особенности песчаников *A* (отчасти и *B*) указывают на принадлежность их к отложениям зерновых и незрелых турбидных потоков. Об этом свидетельствует отсутствие в песчаниках пелита при плохой общей сортировке материала, частое отсутствие или слабая выраженность градирования, линзы гравия, неровные нижние контакты с признаками оползания и эрозии, большая мощность пластов. Относительно мелкозернистые небольшой мощности градированные песчаники по текстуре и положению в ритмах сходны с турбидитами, но и в них нередко (но не всегда) количество пелита незначительно. Последний как бы отделен от крупных фракций и связан с мелким алевроитом, образуя с ним ритмиты или единую смесь (алевропелит).

Косослойчатые осадки текстурно сходны с присутствующими во флише и занимают то же положение в многослое. Хотя в редких случаях наблюдалось их залегание не над градированным интервалом *B*, а над мощным гравийным песчаником с линзовидной слоистостью.

О происхождении интервала *C* существуют разные мнения. Одни исследователи связывают его с развитием того же турбидного потока, что сформировал и нижележащие слои, другие — с придонными течениями (Hsü, 1964). Теснейшая и закономерная связь интервала *C* с турбидитами очевидна и не случайна. По-видимому, либо косослойчатые алевролиты действительно порождение самого суспензионного потока, либо последний стимулировал возникновение придонного течения, переработавшего верхнюю часть «турбидного осадка». Вообще, как известно, не все донные течения связаны с турбидными. Косослойчатые отложения,

сходные с рассмотренными, встречаются и вне зон турбидной седиментации. Вероятно, упоминавшиеся случаи развития косослойчатых алевролитов над линзовидно-слоистыми гравийными песками могут быть осадком «независимых» донных течений.

Кроме отличий в стратификации зилаир лишен и некоторых других признаков, характерных для «классических турбидитов» (флиша). Здесь отсутствует обычная для флиша выдержанность слоев вдоль прогиба (Вассоевич, 1951); в песчаниках нет таких подошвенных знаков, как биоглифы, и, главное, отсутствуют слепки со струй течения (flute-casts) или волочения (groove-casts), указывающие на определенный режим потока; не наблюдаются следы биотурбаций в тонких осадках и нет переотложенного раковинного детрита обитателей мелководья. Но, хотя и редко, встречаются брахиоподовые банки и накопления углистого вещества (вверху свиты). Обращает на себя внимание, что при обилии грубого материала и присутствии оползневых контактов отсутствуют отложения пастообразных потоков.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЯ

Все изложенное выше указывает на обильный снос с внутригеосинклинального поднятия незрелого терригенного материала и первостепенную роль его в переносе и отложении гравитационных потоков — турбидных и зерновых. Следовательно, бассейн имел хорошо выраженный склон. Плохая окатанность основной массы кластики и отсутствие раковинного детрита скорее всего объясняются слабым развитием прибрежной мелководной зоны. Это согласуется с данными Г. А. и Т. А. Смирновых (1961) о малой ширине «береговой платформы». Выносимый реками материал без существенной переработки поступал на склон и переносился к его подножию — главной области осадконакопления. Обильное поступление кластики создавало здесь аккумулятивную «пристройку», постепенно продвигавшуюся в сторону моря. С течением времени в ее пределах возникали довольно мелководные участки, где локально появлялись брахиоподовые банки или скопления углистого вещества (углисто-глинистые сланцы). Это обстоятельство, а также отсутствие типичных пелагических илов не позволяют предполагать абиссальные условия. Очевидно, зилаирский бассейн был батинальным котловинным морем. Наиболее глубоководными в нем были алевро-глинистые и кремнистые илы. Слабая и неравномерная их карбонатность отчасти может объясняться интенсивной терригенной седиментацией, а отчасти, возможно, и диагенетическими процессами: растворением карбонатов под влиянием углекислоты, генерируемой при разложении растительного органического вещества. Вероятно, сказывалось и более высокое, чем в современных условиях, положение уровня карбонатной компенсации.

Зилаирские отложения латерально изменчивы главным образом из-за неравномерного распределения в разрезе и на площади относительно грубых песков (песчаных ассоциаций). Такое их распределение хорошо согласуется с гравитационно-потоковой седиментацией и предлагаемыми для нее «фациальными моделями» (Ricci-Lucchi, 1975). Главной областью аккумуляции является не столько склон, в пределах которого отлагаются относительно тонкие осадки и локально располагаются каналы, через которые проносится основная масса кластики, а долинно-веерные системы склонового подножия. Для рассматриваемого случая они располагались на продолжении крупных речных выносов.

В долинно-веерных системах различают внутреннюю, среднюю и внешнюю части. Первая пересекается главной долиной, вторая — ее ответвлениями, представляющими собой нестабильные, мигрирующие прямые и извилистые каналы, третья — неглубокими каналами, близ устья которых развиты «лопасти» осадочного материала; долины обычно имеют

прирусловые валы. Такая подводная «флювиальная система» создает сложный комплекс терригенных отложений, в котором наряду с общим уменьшением гранулометрии осадков вдоль продольного профиля существуют резкие изменения и в поперечном профиле, отражающие переходы от активных каналов к прирусловым валам и межканальным участкам.

Для каналов верхней и средней части веера характерны относительно мощные грубо- и среднезернистые плохо сортированные, иногда гравийные и даже галечные пески — массивные, линзовидно-слоистые и гравидированные; обычны эрозионные контакты, присутствие аргиллитовых и алевролитовых галек, а иногда и отторженцев, очевидно, связанных с обрушением подмытых стенок канала. Преобладают отложения зерновых потоков и незрелых турбидных (флуксотурбидиты). Многослойные имеют формулы *A*, *AB*, реже *BC* и *AC*, но встречаются и пачки, где песчаный пласт покрывается песчаным. Прирусловые валы и межканальные осадки образованы менее грубым материалом; здесь широкое развитие имеют песчано-аргиллитовые и алевролитово-аргиллитовые ассоциации.

В нижней части веера, как правило, отложения становятся менее грубыми, лучше сортированными, и среди них большое значение приобретают турбидиты. Так как рельеф здесь более сглаженный и осадки русел не столь резко выделяются среди соседних, то в целом отложения более монотонны; это песчано-аргиллитовая и алевролитово-аргиллитовая ассоциации с разным строением многослоев, в которых, однако, интервалы *A* и *B* либо отсутствуют, либо представлены мелкозернистыми осадками.

В изученных разрезах наблюдается определенная тенденция в распределении разных типов отложений, а именно ритмичная смена более грубых осадков более тонкими через неоднократное ритмичное переслаивание. Такая стратификация иногда определяется как «позитивная цикличность» и ее связывают с постепенным заполнением веерных долин (Ricci-Lucchi, 1975). В то же время если рассматривать зилаирскую свиту в целом, то в ряде участков наблюдается увеличение песчаных отложений к средней (Казанцева, 1970) или верхней части свиты. Это отражает продвижение на запад, в глубь бассейна, долинно-веерного аккумулятивного «клина» в связи с увеличением сноса с суши. Рост веера, однако, не связан с общим обмелением моря, и в его внутренней депрессии продолжают доминировать глинистые и глинисто-кремнистые илы.

Возникает вопрос, чем в конечном счете объясняется отличие зилаирских отложений от флишевых? Последние хорошо изучены не только литологически, но и палеогеографически. Почти все исследователи подчеркивают троговый характер флишевых бассейнов, обычно обусловленный присутствием кордильер (Вассоевич, 1951; Ksiazkiewicz, 1960; Marshalko, 1968; Contescu, 1974). Такая морфология способствовала развитию продольных течений, игравших первостепенную роль в разное и отложении осадков. При этом поперечным потокам нередко отводилось «подсобное значение» или даже они отрицались как значимый агент турбидной седиментации. Крайнюю позицию в этом отношении занимал Ф. Кюнел (Kuenen, 1957, 1966). Он считал, что наиболее благоприятной обстановкой флишевой седиментации является вытянутый характер бассейна, в «головную» часть которого впадает крупная река. Современные аналоги он предлагал искать в Калифорнийском заливе, питаемом р. Колорадо, в Адриатическом море с впадающей в него на севере р. По и в других подобных ситуациях.

Анализ фактического материала не подтвердил универсальность такого питания осадками флишевых бассейнов, но выводы о их троговой морфологии и большой роли продольных течений продемонстрированы многими примерами. Вместе с тем некоторые флишевые отложения, име-

ющие относительно грубый состав, формировались хотя и в довольно узком котловинном море, но при определяющем значении поперечных турбидных течений. Примером может служить Южноуральский флишевый комплекс (Хворова, 1961).

В последние годы в связи с изучением океанов открыты мощные накопления стратифицированных глубоководных терригенных отложений, связанные не с трогами, а с долинно-веерными системами континентального подножия. Их осадки представлены алевритистыми глинами, иногда кремнистыми или известковистыми, с пачками, обогащенными алевритами, а местами и песками, распределенными неравномерно в разрезе и на площади. Зилаирские отложения в общих чертах похожи на них, но существенно различаются по составу кластики и большей песчанистостью. Различие в составе обусловлено питанием не с континента, а с молодого внутрибассейнового поднятия, обилие же песчаного материала, кроме того, много меньшей общей глубиной бассейна.

Именно иная, не троговая, обстановка, нам представляется, ответственна в основном за многие «не флишевые» черты зилаирского комплекса.

Заметим, что среди флишевой и нижнемолассовой формаций Южного Урала локально встречаются пачки, весьма сходные с зилаирскими по составу и структуре песчаников (граувакк), особенностям строения пластов и даже их внешнему виду. В то же время они отличаются от песчаников вмещающих отложений как флиша, так и молассы (Хворова, 1961). Появление таких граувакк мы связывали с моментами резкого подъема питающей суши (хребта) и выноса на склон больших масс свежего материала, не претерпевшего перемыва на шельфе. Очевидно, большое значение в их формировании имели не турбидные, а зерновые потоки.

Рассмотренные терригенные отложения (ассоциации) — характерный комплекс граувакково-аспидной (аспидной — по Б. М. Келлеру и Н. Б. Вассоевичу) формации, хотя как второстепенный член такого типа отложений они иногда встречаются как во флишевой формации, так и в нижней молассе (возможно, и в других геосинклинальных формациях). Подобные отложения хотя и похожи на флиш, но все же существенно от него отличаются, поэтому определять их можно как флишоид зилаирского типа. Если бы термин «зилаир» не имел стратиграфического значения, его можно было бы даже использовать для обозначения определенного типа отложений (равноценного термину «флиш»).

Под флишоидом зилаирского типа мы понимаем мощные толщи неравномерного чередования граувакковых песчаников разной зернистости, алевролитов и аргиллитов. Окатанность обломков плохая и сортировка слабая, улучшающаяся в мелкозернистых разностях. Толщина песчаных пластов колеблется в больших пределах, достигая нескольких метров. Они имеют массивное, градационное разных типов, реже линзовидно-слоистое строение. В мелкозернистых разностях отмечается мелкая косая и конвolutная текстуры. Отложения изменчивы и вдоль и поперек простираются. Полная турбидитная модель отмечается редко. Подошвенные знаки течений и биоглифы либо отсутствуют, либо редки (?). Сlepки нагрузки и эрозионные контакты отмечаются часто, как и скопления местных галек (аргиллиты, алевролиты).

Предположительно зилаирский флишоид формировался в пределах долинно-веерного комплекса батинального моря у молодой «тектонической суши», почти лишенной шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 59.
Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.— М., Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топл. лит., 1951.

- Казанцева Т. Т. К стратиграфии зилаирской серии западного склона Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 3.
- Келлер Б. М. Флишевая формация в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования.— Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол., 1949, вып. 104, № 34.
- Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала.— Тр. Всесоюз. геолого-развед. объедин., вып. 144, Л.— М., 1932.
- Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., «Мир», 1976.
- Сенченко Г. С., Морозов С. Г., Иванова Т. В. Сверхглубокая скважина в Зилаирском синклинии на Южном Урале.— Сов. геол., 1977, № 7.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век.— Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1961, вып. 60.
- Смирнов Г. А., Смирнова Т. А., Ключина М. Л., Анфимов Л. В. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М., «Наука», 1974.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала.— Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 37.
- Чибрикова Е. В. Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). М., «Наука», 1977.
- Contescu L. R. Geologic history and paleogeography of Eastern Carpathians: example of alpine geosynclinal evolution.— Amer. Assoc. Petr. Geol., 1974, v. 58, № 12.
- Dzulinski S., Walton E. K. Sedimentary features of flisch and greywackes.— Development in sedimentology, Elsevier publish. Co. Amsterdam, London, New York, 1965, № 7.
- Hsü K. J. Cross-laminations in graded bed sequences.— J. Sed. Petrol., 1964, v. 34, № 2.
- Ksiazkiewicz M. Outline of the paleogeography in the Polish Flysch Carpathians. Warszawa, 1960.
- Kuenen Ph. H. Longitudinal filling of oblong sedimentary basins.— Verhandeling van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap., Geol. Ser., deel XVIII, 1957.
- Kuenen Ph. H. Light thrown on general problems by the Roumanian results.— Sedimentology, 1966, v. 7, № 3.
- Marshalko R. Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene Flisch of Central West — Carpathians.— Geol. Sbornik, 1968, v. XIX, № 1.
- Ricci-Lucchi F. Depositional cycles in two turbidite formations of northern Apennines (Italy).— J. Sed. Petrol., 1975, v. 45, № 1.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
24.XII.1979

УДК 552.515 (449/49)

**СУБАРКОЗОВЫЙ ФЛИШ В КАЛЕДОНИДАХ
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

Т. А. ВОЗНЕСЕНСКАЯ

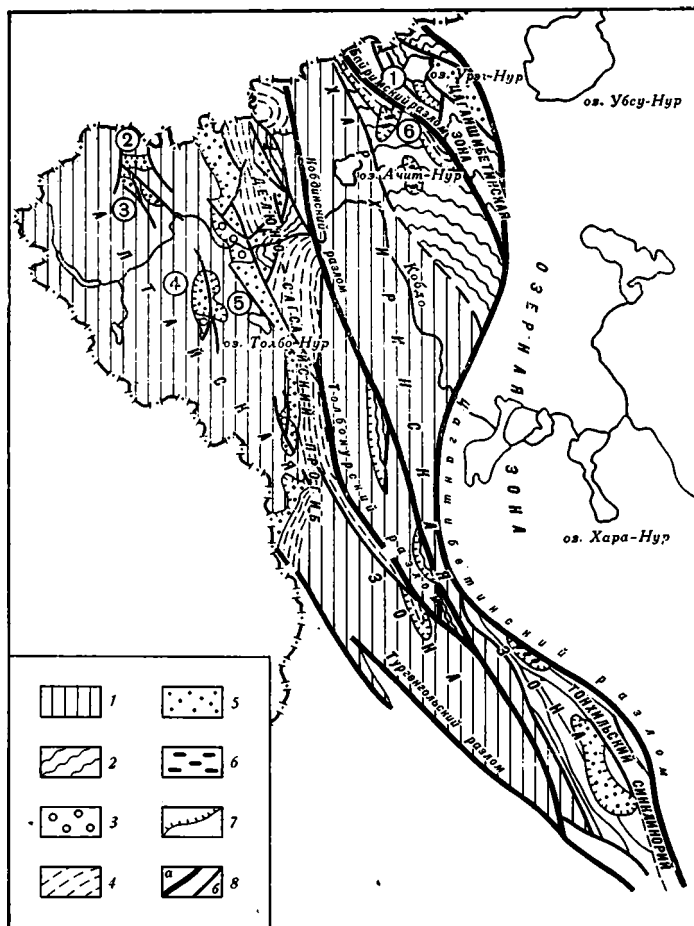
Рассмотрены особенности состава, структурно-текстурных признаков пород и стратификации среднекембрийско-нижеордовикской терригенной формации Западной Монголии и установлена принадлежность ее к флишу. Современными аналогами терригенных накоплений являются осадки подводных каньонно-веерных систем и некоторых абиссальных равнин типа Сом и Гаттерас на западе Северной Атлантики, но глубины осадконакопления в палеобассейне Западной Монголии были меньшими, батинальными.

На территории Западной Монголии, в каледонидах Монголо-Алтайской складчатой системы, широко развита своеобразная геосинклинальная терригенная формация среднекембрийско-раннеордовикского возраста. Своеобразие ее определяется совокупностью трех главных особенностей. Во-первых, она пользуется огромным распространением и не ограничена только каледонидами Западной Монголии, а прослеживается на сопредельные территории СССР (Алтае-Саянская складчатая область) и КНР. Общая площадь, занятая отложениями формации, составляет около 1 млн. км². Во-вторых, она характеризуется большими мощностями (3—5 км). В третьих, значительная часть обломочных пород, слагающих формацию, образована однообразным сиалическим, преимущественно полевошпат-кварцевым материалом.

Формационная принадлежность и место в вертикальном формационном ряду этих мощных терригенных толщ, своеобразных по составу и строению, в пределах Монголо-Алтайской складчатой системы неясны. Повсюду терригенная формация является складчатым комплексом основания, на котором в разных тектонических блоках системы развиты более молодые наложенные структуры (Дергунов и др., 1973). Так, в западном тектоническом блоке (Алтайская зона) терригенная формация — единственный представитель раннегеосинклинальных отложений — перекрывается силурийско-девонскими орогенными комплексами (фиг. 1). Восточнее, в Хархиринской и Цаганшибетинской зонах, между терригенной формацией и орогенными комплексами развиты ордовикско-силурийские вулканогенно-терригенные геосинклинальные отложения, выполняющие наложенные или унаследованные прогибы.

Также различное положение в вертикальном формационном ряду занимают разновозрастные терригенные накопления в различных структурно-фациальных зонах Алтае-Саянской складчатой области (Зоненшайн, 1963; Дергунов, 1967, и др.). Одни исследователи относят эти отложения к флишоидной формации (Волочкович, Леонтьев, 1964; Дергунов, 1967; Вылцан, 1978, и др.), другие — к флишевой (Волков, 1966; Сенников, 1977, и др.).

Литологическое изучение терригенной формации в каледонидах Западной Монголии позволило выявить характерные черты состава,



Фиг. 1. Тектоническая схема Монголо-Алтайской складчатой системы (по Дергунову и др., 1973)

1 — кембрийский складчатый комплекс; 2 — ордовикско-силурийский складчатый комплекс в геосинклинальных прогибах; 3 — то же в наложенных мульдах; 4 — девонский складчатый комплекс в регенерированных прогибах; 5 — то же в наложенных мульдах; 6 — каменноугольный складчатый комплекс в наложенных мульдах; 7 — границы наложенных структур; 8 — разломы: а — глубинные, б — прочие. Цифры на схеме — наложенные мульды: 1 — Урэгнурская, 2 — Ойгуригольская, 3 — Цаганоломская, 4 — Сагсайская, 5 — Баинтуинская, 6 — Байринская

структурно-текстурных особенностей, стратификации и установить принадлежность отложений к флишу. Основные литологические черты флиша подробно разработаны Н. Б. Вассоевичем (1948, 1951). Они сводятся к следующему: определенный минеральный и гранулометрический состав обломочных накоплений; специфические структурно-текстурные признаки терригенных образований (плохая обработка и слабая сортировка материала и его градационное распределение в пластах); разнообразие типов слоистости (или слоистости); наличие подводно-оползневых текстур; многочисленные гиероглифы (механические и биогенные). Рассмотрим с этих позиций терригенную формацию Монголо-Алтайской складчатой системы.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Формация подразделяется на две толщи: нижнюю зеленоцветную и верхнюю пестроцветную, которые различаются по составу и структуре терригенных пород, а также по характеру стратификации.

Зеленоцветная толща не испытывает существенных латеральных изменений на территории Монголо-Алтайской складчатой системы. Мощность ее достигает 2500 м. Толща образована зелеными, зеленовато-серыми, реже серыми мелкозернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. На разных уровнях встречаются прослои и пачки лиловых алевролитов и аргиллитов, количество и мощность которых в целом увеличиваются вверх по разрезу. На северо-востоке Монголо-Алтайской складчатой системы (севернее оз. Ачит-Нур) в верхней части толщи появляются средне- и крупнозернистые, иногда с мелким гравием, песчаники полимиктового состава.

Характерна стратификация флишевого типа. Обломочные пласты имеют мощности от первых сантиметров до 40—50 см, лишь отдельные достигают 0,5—1,2 м. Пласты — массивные однородные, чаще же обладают прямым градационным распределением материала. Встречаются как двухчленные ритмы: мелкий песок — алевроит, алевроит — алевропелит, так и трехчленные: мелкий песок — алевроит — алевропелит; в основании некоторых ритмов присутствует примесь среднепесчаного материала. В толще наблюдаются прослои (до 30 см), состоящие из серии слоев (3—5 см), обладающих тонкой горизонтальной и косой разно- и однонаправленной слоистостью. Преобладающее направление течений, устанавливаемое по многочисленным замерам косых серий, было ориентировано с СЗ на ЮВ и ССЗ на ЮЮВ.

В целом зеленоцветная толща неравномерно стратифицирована. Пачки, насыщенные песчаным материалом, имеют более «грубую» стратификацию; в их строении основная роль принадлежит двухчленным ритмам: мелкий песок — алевроит. Более тонконаслоенные пачки образованы преимущественно алевроит-алевропелитовыми ритмами.

Пестроцветная толща сложена терригенными образованиями более широкого гранулометрического спектра: от глинистых до гравийных, иногда встречается мелко-, среднегалечный материал. Мощность ее достигает 3500 м. Кластика преимущественно полимиктовая, в которой наряду с кварцем и полевыми шпатами присутствуют литические фрагменты. Цвета пород лиловые и красные разных оттенков, зеленовато-серые и серые.

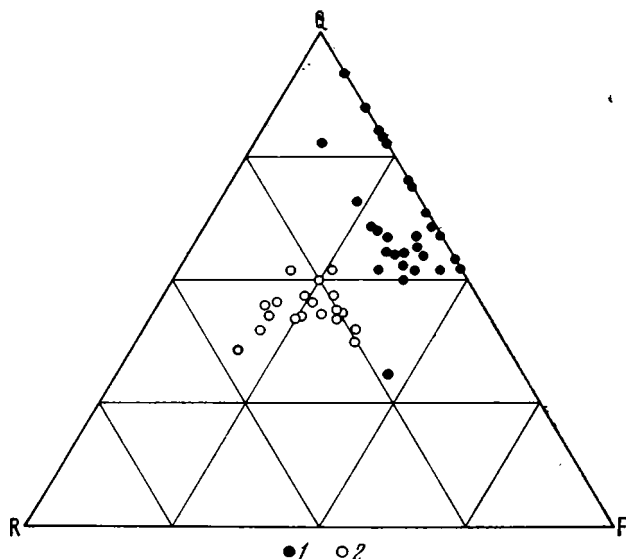
Характерна неравномерная стратификация. Пачки грубозернистых пород крупнонаслоены (0,5—2 м). В пластах наблюдается прямое градационное распределение материала, а в гравийно-галечных иногда развита инверсионная отсортированность. Грубозернистые образования разделены пачками алевроитов и алевропелитов с подчиненными мелко- и среднезернистыми песчаниками. Для этих пачек характерна мелкая и тонкая стратификация.

С северо-запада на юго-восток по простиранию складчатой системы толща испытывает определенные латеральные изменения. Преимущественно красноцветные отложения на севере замещаются пестроцветными на юге. Наибольшее количество грубого материала сосредоточено в северо-западной части рассматриваемой территории (южнее верхнего течения р. Кобдо), к северу и югу от этого участка из разреза исчезают конгломераты и резко сокращается количество гравийного материала.

В отличие от зеленоцветной пестроцветная толща более грубозерниста, в ней меньше пелитового материала, что обуславливает более крупную стратификацию отложений; она фациально изменчива; главное же отличие заключается в резком преобладании полимиктовой кластики над полевошпат-кварцевой, характерной для нижней толщи.

Состав терригенной кластики. По минеральному составу обломочного материала терригенные породы подразделяются на кварцевые, полевошпат-кварцевые и полимиктовые.

Кварцевые разности представлены только мелкообломочными породами: алевролитами и песчаниками мелко-, реже среднезернистыми. Они содержат от 77 до 92% зерен кварца, которым подчинены полевые шпаты, преимущественно кислые плагиоклазы (до 23%). Иногда встречаются обломки микрокварцитов, глинисто-кремнистых и хлоритизированных пород (не более 11—12%). Обычно кварцевые разности обогащены чешуйками мусковита, хотя его содержание от одного образца к другому сильно колеблется, а в некоторых — исчезающе мало.



Фиг. 2. Состав алевролитов и песчаников терригенной формации, развитой севернее оз. Ачит-Нур

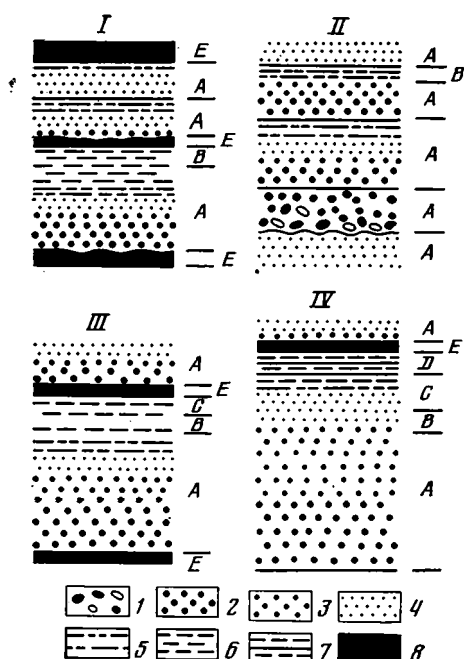
1 — породы из нижней толщи (преимущественно кварцевые и полевошпат-кварцевые); 2 — породы из верхней толщи (полимиктовые)

На треугольной диаграмме состава обломочных пород формации (фиг. 2) кварцевые разности располагаются в привершинном треугольнике, ограниченном снизу линией 75%-ного содержания кварца.

Полевошпат-кварцевые породы отличаются меньшими содержаниями обломочного кварца (50—75%) и большими полевыми шпатами (25—50%). Последние представлены кислыми плагиоклазами (альбит, олигоклаз, реже — кислый андезин) и единичными зернами калиевых разностей, иногда микроклином. Чистые полевошпат-кварцевые породы встречаются редко. В них обычно присутствуют литические фрагменты (до 12—13%): микрокварциты, глинисто-кремнистые и хлоритизированные породы, поэтому большая их часть размещается вблизи линии кварц — полевые шпаты, в то время как значительное количество кварцевых разностей располагается на этой линии. Оба типа пород составляют единый ряд (см. фиг. 2).

Полимиктовые образования разнообразнее по структуре — это алевролиты, песчаники разной зернистости, гравелиты и конгломераты. Пороодообразующие компоненты — кварц, полевые шпаты и литические фрагменты. Последние представлены осадочными породами (силициты, аргиллиты, алевролиты, песчаники), меньше — метаморфическими (кварциты, слюдяные сланцы) и магматическими (кератофиры, андезиты, спилиты, аплиты, иногда граниты). В мелкозернистых разностях наблюдается мусковит, реже биотит.

На разных участках развития формации состав полимиктовой клас- тики довольно близкий, но не совсем одинаковый. Всегда среди лити- ческих фрагментов преобладают осадочные породы — либо обломоч- ные, либо кремнистые; к ним примешиваются кислые, преимуществен- но субвулканические образования; обломки средних и основных вулканитов единичны, а иногда и совсем отсутствуют. Отличия прояв- ляются также и в количестве кварца. В одних случаях его содержание колеблется от 40 до 55%, и тогда полимиктовые породы в общем зани- мают центральную часть диаграм- мы, как на фиг. 2, в других оно более высокое (48—70%), и основ- ная масса образцов располагается выше линии 50%-ного содержания кварца, при этом четкого разделе- ния полей развития полимиктовых и полевошпат-кварцевых разновид не наблюдается. Характерными для всех полимиктовых пород яв- ляются близкие содержания лити- ческих фрагментов и полевых шпа- тов, колеблющиеся от 13—15 до 30—35%.



Фиг. 3. Строение турбидитных пластов
1 — гравелиты с рассеянной мелкой и средней галькой; 2—4 — песчаники: 2 — крупнозернистые, 3 — среднезернистые, 4 — мелкозернистые; 5 — алевролитистые песчаники и песчанистые алевролиты; 6 — алевролиты; 7 — тонкое (первые мм) переслаивание алевролитов и аргиллитов; 8 — аргиллиты. Буквы справа: интервалы турбидитной модели
А. Бумы. I, II — увел. 0,1; III, IV — натур. величина

мер обломков варьирует от 0,01—0,02 до 0,15—0,2 мм, единичные достигают 0,3—0,4 мм; в среднезернистых — от 0,03—0,04 до 0,4—0,6 мм, единичные — от 0,9 до 2 мм; в крупнозернистых — от 0,05—0,06 до 1—1,2 мм, единичные до 2—5 мм. Из приведенных данных видно, что с увеличением верхнего гранулометрического предела возрастает и нижний.

Важной особенностью обломочных пород является обилие пелитового материала. Он представлен слюдисто-хлоритовым и кремнисто-слюдисто-хлоритовым веществом; в красноцветных разностях в нем содержится много тонкораспыленного гематита и гидроокислов железа. Количество глинистого матрикса составляет 15—25% от общего объема породы. По классификации Ф. Петтиджона и др. (1976) обломочные образования формации относятся к группе вакк, в которых глины >15%, в отличие от пород группы аренитов, содержащих ее менее

СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИГЕННЫХ НАКОПЛЕНИЙ

Структура. По характеру обработки и сортировки терригенной клас- тики, а также по количеству цементирующего ее вещества все обломочные породы формации, за редким исключением, очень одно- образны. Для них характерна в целом сравнительно слабая обработ- ка материала. Обломки угловатые и угловато-окатанные, иногда в грубозернистых породах наряду с плохо обработанными фрагментами встречаются хорошо окатанный крупный песок, гравий и галька.

Характерно отсутствие сорти- ровки материала, причем оно тем ярче выражено, чем грубее порода.

В мелкозернистых песчаниках раз-

15%. Разделение терригенных пород в зависимости от количественного содержания глинистого компонента имеет определенное генетическое значение. Присутствие пелитового матрикса влияет на скорость и режим суспензионных (турбидных) течений.

Внутренние текстуры. Как уже отмечалось, терригенные накопления обладают ритмичностью разного масштаба, обусловленной переслаиванием пластов разной гранулометрии. Наиболее распространены пласты, обладающие прямым градационным распределением материала, но различающиеся типом строения (фиг. 3). Наиболее характерны последовательности А, АЕ, АВ, АВЕ турбидитной модели А. Бумы (Boita, 1962), менее развиты более полные многослойные АВСЕ, ABCDE и многослойные с редуцированными нижними интервалами.

Интервал А — основание турбидитной последовательности — представлен разными гранулометрическими типами пород: от галечных гравелитов до алевролитов. В основании его, как правило, наблюдается более грубый материал, который выше сменяется более тонким.

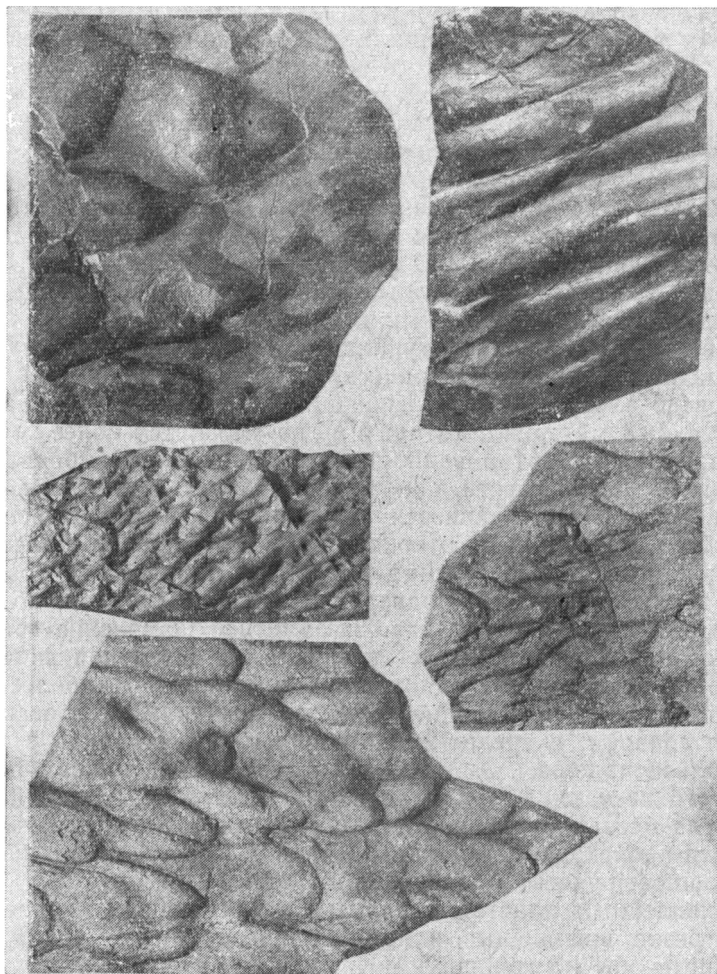
Градационная отсортированность (graded bedding) проявляется по-разному, и ее можно свести к четырем типам. 1. Равномерное изменение зернистости, выражающееся в постепенном исчезновении снизу вверх грубого материала и относительном обогащении более тонким. Чаще такой тип graded bedding приурочен к более грубозернистым пластам, градируемым от гравелита, иногда с галькой, до крупно-либо среднезернистого песчаника. 2. Заметное изменение гранулометрии происходит в самых низах интервала А, остальная значительная по мощности часть пласта однородная, массивная. Наиболее характерен для пластов крупно-среднезернистых песчаников, обогащенных у основания гравием, и средне-мелкозернистых песчаников с крупным песком вблизи подошвы. 3. Массивный однородный пласт обычно мелкозернистого песчаника, градируемый лишь у самой кровли до алевролита, иногда песчанистого, иногда глинистого. 4. Заметное уменьшение зернистости происходит у подошвы и кровли пласта, центральная большая по мощности часть — массивная и однородная.

Многочисленным пластам с прямым градационным распределением кластики резко подчинены пласты с инверсионным градированием, образованные обычно грубообломочным материалом: крупным песком, гравием, мелкой, реже средней галькой. Анализируя механизм образования таких текстур, Р. Уокер (Walker, 1965) пришел к выводу, что они свойственны проксимальным турбидитам, возникающим из потоков, которые не способны течь по очень пологим склонам, и поэтому слои с инверсионной отсортированностью будут отлагаться у первого главного выполаживания склона.

Одной из текстурных особенностей некоторых интервалов А является пятнистое распределение гравия в средне-крупнозернистых песчаниках. Такого типа текстуры встречаются в отложениях каньонов — на склонах и подводных веерах (Walker, 1965).

Интервалы В, С, D сложены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, песчанистыми или глинистыми. Слои В и D — это соответственно нижний и верхний интервалы с мелкой и тонкой горизонтальной слоистостью или слойчатостью, иногда слабоволнистой, прерывистой. Между ними располагается слой С, в котором наблюдается мелкая и тонкая косая однонаправленная слоистость, иногда переходящая в конволютную.

Рассмотренные структурно-текстурные особенности терригенных накоплений, такие, как слабая обработка и отсутствие сортировки материала, обильный глинистый матрикс, а главное, наличие турбидитной модели, свидетельствуют о том, что в их формировании главенствующая роль принадлежала турбидной седиментации.



Фиг. 4. Знаки-слепки (проглифы) со следов струй течений; четыре верхних образца — увел. 0,5, нижний — натур. величина

Кроме внутренних текстур, синхронных образованию осадка, встречаются и более поздние. Из них наиболее характерны оползневые текстуры, наблюдаемые в пластах алевролитов, иногда песчанистых. Мощность таких пластов варьирует от 7 до 22 см. Приуроченность оползневых текстур к тонкообломочным осадкам объясняется их особыми физическими свойствами, способностью образовывать «пльвуны», которые при потере определенного количества воды «застывают», сохраняя текстуру, предшествующую затвердению осадков (Вассоевич, 1953).

Поверхностные текстуры. В терригенной формации широко представлены поверхностные текстуры — гиероглифы, свойственные флишевым отложениям, которые неоднократно освещались в литературе (Гроссгейм, 1946; Баранов, 1951; Вассоевич, 1951, 1953; Хворова, 1955, и др.). Они подразделяются на две генетические группы: механоглифы и биоглифы.

Среди гиероглифов механического происхождения в терригенной формации наиболее широко распространены проглифы — знаки-слепки со следов струй, течений, самые характерные для флиша подошвенные знаки. В литературе они определяются как лунчатые, язычковые

или языкообразные. Им свойственна субпараллельность и вытянутость в одном направлении, а заостренные концы гиероглифов ориентированы в сторону, противоположную направлению течения. Эти проглифы очень разнообразны по морфологии (фиг. 4), что, вероятно, обусловлено разным гидродинамическим режимом потоков и характером субстрата, по которому они перемещались.

Менее развиты проглифы со знаков ряби — субпараллельные протяженные валики. В терригенной формации обнаружены разномасштабные, довольно плоско рельефные знаки ряби. Самые крупные имеют шаг 4 см, при высоте не более 1 см; мелкие проглифы (0,5×0,1 см) наиболее характерны. Чаше встречаются асимметричные знаки ряби течений, реже — симметричные знаки ряби волнений. В современных океанах оба типа этих знаков наблюдается на разных глубинах, причем на больших глубинах их можно встретить вместе на ограниченном участке дна; даже вдоль гребня одного и того же риппеля профиль его может измениться с симметричного на асимметричный (Menard, 1952). Иногда наблюдаются гиероглифы сложного происхождения: на асимметричные проглифы со знаков ряби почти под прямым углом накладываются проглифы со следов струй течений.

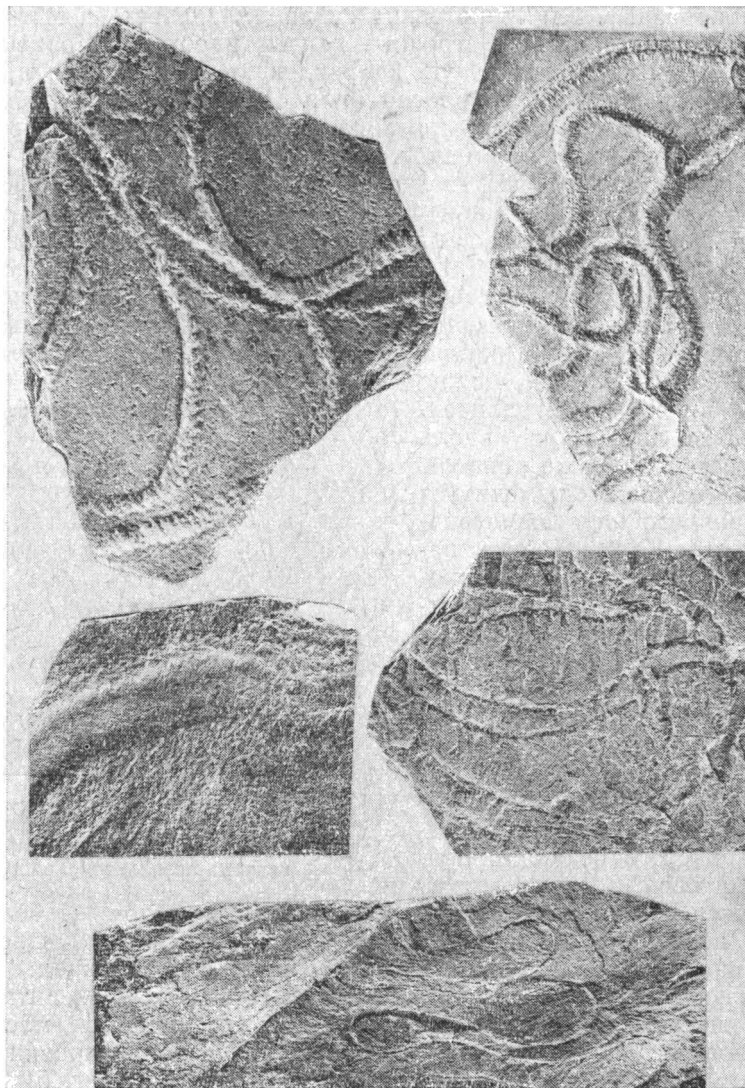
Значительно меньше распространены знаки внедрения — теггоглифы. Они образуются в результате механического внедрения зернистого осадка в подстилающий слой, который может быть сложен или пелитовым, или песчаным материалом, но более тонким, чем перекрывающий. Теггоглифы наблюдаются в подошве слоев, образованных разными гранулометрическими типами пород: алевролитами, песчаниками от мелко- до крупнозернистых, гравелитами, содержащими иногда рассеянную гальку. Они различаются масштабом и морфологией. По характеру расположения и ориентировки знаки внедрения подразделяются на два типа: хаотические (фиг. 5) и грубо ориентированные в одном направлении. Первые, по-видимому, возникли под нагрузкой тяжелого зернистого осадка; вторые — формировались еще в седиментогенезе, и ориентировка тупых концов теггоглифов отражает направление движения обломочного материала.

Гиероглифы биогенного происхождения также многочисленны и разнообразны. Наиболее характерными и широко распространенными являются следы жизнедеятельности червей-илоедов, принадлежащих разным видам (фиг. 6); реже встречаются слепки со следов ползания пескожилов. На поверхности некоторых алевроитовых пластов наблюдаются мелкобугорковые гиероглифы, не более 1 см в диаметре округлой или овальной формы (фиг. 7). Возможно, эти слепки с углублений — норки или гнезд вымерших бесскелетных обитателей морского дна (Хворова, 1955). Бугорки располагаются не по всей подошве пласта, как механоглифы, а концентрируются небольшими группами на ограниченных участках. Иногда с ними ассоциируют следы жизнедеятельности червей.

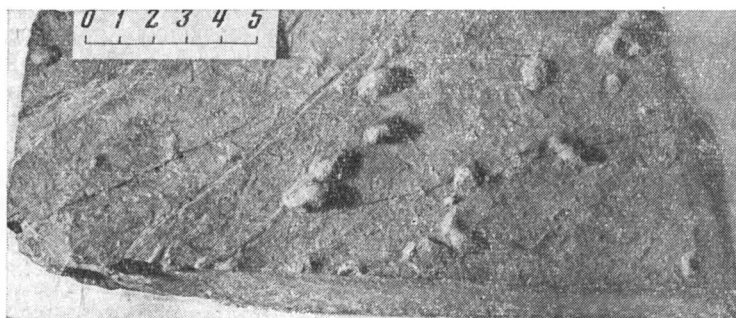
Обзор состав, структурно-текстурных признаков терригенных накоплений и их стратификации показывает, что терригенная формация обладает всеми литологическими чертами, присущими флишу.



Фиг. 5. Хаотические знаки внедрения (теггоглифы) в подошве алевролита, залегающего на аргиллите; увел. 0,5



Фиг. 6. Следы жизнедеятельности червей-иллоедов, натуральная величина



Фиг. 7. Бугорковые биоглифы

Флишевым отложениям разного возраста и различных регионов посвящена обширная литература. Большинство исследователей, изучавших флиш, приходят к выводу об относительно глубоководной обстановке его формирования. Часто надежным индикатором глубины осадконакопления служит состав органических остатков. В рассматриваемой формации они отсутствуют; в небольшом количестве встречаются лишь кремневые спикеры губок; в верхней толще обильны следы жизнедеятельности бесскелетных организмов, но сами по себе они не могут служить свидетелями батиметрической обстановки и в современных океанах обнаружены на больших глубинах. Специфическими являются текстуры отложений, создаваемые автокинетическими потоками (преимущественно турбидными) и донными течениями. Нигде в формации не наблюдались текстуры, характерные для мелководья. Одним из важных литологических критериев определения глубины осадконакопления является бескарбонатность. Небольшое количество седиментационного кальцита появляется лишь в отложениях верхней толщи (известковистые алевропелиты). Отсутствие карбонатного материала может быть обусловлено либо батиметрией бассейна осадконакопления, либо климатическим фактором. Климатические условия времени формирования терригенных толщ не исключали садку карбоната. Это утверждение основывается на том, что на территории Советского Союза, в Алтае-Саянской складчатой области наряду с аналогичными по литологии терригенными образованиями развиты разновозрастные мелководные фации, содержащие линзы оолитовых известняков и остатки организмов с известковым скелетом: трилобитов, брахиопод и иглокожих. Таким образом, климат был благоприятным для карбонатакопления и, следовательно, можно полагать, что отсутствие карбонатного материала в терригенной формации связано с образованием ее ниже уровня карбонатной компенсации.

Автор придерживается точки зрения, что критическая глубина карбонатакопления изменялась в ходе геологической истории и в настоящее время она максимальна. Аргументация этого положения уже приводилась (Вознесенская, 1979). Поэтому исключаются абиссальные условия осадконакопления в рассматриваемом случае и постулируются батинальные. Осадки нижней зеленоцветной толщи накапливались ниже палеоуровня карбонатной компенсации, а осадки верхней пестроцветной — вблизи нее, так как в них иногда появляется седиментационный карбонат.

Как нижняя, так и верхняя толща развита почти на всей территории Западной Монголии. Этот факт позволяет связывать общее поглубение обломочного материала снизу вверх по разрезу не столько с регрессией морского бассейна, сколько с изменением ландшафтных обстановок в питающих провинциях.

Во время формирования осадков нижней толщи основной принос обломочного материала был с северо-запада, с территории Горного Алтая. Анализ литературных данных по Алтае-Саянской складчатой области показывает, что здесь также происходила преимущественно глубоководная терригенная седиментация. Состав кластики, структурно-текстурные особенности пород и характер стратификации позволяют предполагать, что отложения формировались в пределах подводных каньонно-веерных систем, причем наиболее мощная и протяженная из них существовала в районе севернее долины р. Хэмчик и имела северо-восточную ориентировку. Питание ее обломочным материалом осуществлялось с Протеросаяна. В целом, бассейн, занимавший территорию Алтае-Саянской области и Западной Монголии, имел субмеридиональное простирание.

Во время формирования осадков верхней толщи на территории Алтае-Монгольской складчатой системы четко выявляется еще один источник кластики, располагавшийся за пределами МНР, юго-западнее истоков р. Кобдо. В верховьях субширотного течения р. Кобдо и южнее развит комплекс отложений подводной каньонно-веерной системы.

СОВРЕМЕННЫЕ АНАЛОГИ ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ

Благодаря глубоководному бурению к настоящему времени накопился достаточно большой материал об особенностях состава, строения и размещения терригенных обломочных отложений в современных морях и океанах. Из обзора этих данных, проведенного И. В. Хворовой (1978), видно, что сиалическая кластика, поставляемая континентом, вносит огромный вклад в океанскую седиментацию. Она широко развита в приконтинентальных акваториях Мирового океана. Транспорт ее осуществляется автокинетическими потоками разной плотности и донными течениями. Основными артериями, по которым в глубокие части океана поступает сиалический обломочный материал с континентов, являются подводные каньоны и долинно-веерные системы. Площади, занимаемые этими сооружениями, различны и подчас грандиозны.

Существенно кварцевая и полевошпат-кварцевая кластика с примесью того или иного количества литических фрагментов распространена на севере и западе Индийского океана, в некоторых желобах и краевых морях Тихого океана, много ее на западе Северной Атлантики. Она слагает не только осадки каньонов и долинно-веерных систем подножия континентального склона, но достигает иногда и абиссальных равнин. В этом отношении показательны абиссальные равнины Сом и Гаттерас, расположенные на западе Северной Атлантики у восточного побережья Северной Америки. Некоторые исследователи (Horn et al., 1971; Schenk, 1973), основываясь на литологических особенностях терригенных накоплений, указывают на сходство отложений этого региона с флишем.

Абиссальная равнина Гаттерас имеет субмеридиональную ориентировку; ширина ее колеблется от 150 до 300 км при длине около 1200 км (Horn et al., 1971). Питание терригенным материалом осуществляется турбидными потоками через каньоны Гудзон и Гаттерас, в пределах которых развиты грубые песчаные осадки с редким гравием; в конце каньонов развиты уже среднезернистые пески. На равнине распространены мелкозернистые пески, алевроиты и глины. С увеличением расстояния от устья каньонов наблюдается уменьшение размерности обломочного материала. Выделяются две фации турбидитов: проксимальные и дистальные. Первые представлены песками средне- или плохосортированными с большим количеством глинистого матрикса. Пласты массивные или слабо градирующие. Наблюдаются большие колебания мощности одного слоя. Дистальные фации — это тонконаслоенные алевроиты и глины; в обломочных пластах видна прямая отсортированность материала. Литологические особенности проксимальных и дистальных турбидитов равнины Гаттерас позволяют предполагать, что снабжение обломочным материалом в течение последних нескольких миллионов лет было небольшим, транспортирующие его турбидные течения обладали низкой плотностью и малой скоростью.

Абиссальная равнина Сом, расположенная севернее Гаттерасской, находится непосредственно к югу от Новой Шотландии и Большой Банки. Она имеет Т-образную форму, ширина ее свыше 370 км. Питание более сложное, происходит по трем каньонам; основная масса обломочного материала поступает с севера по центральному Лаурентийскому каналу. В отличие от Гаттерасской равнины Сом имеет сложный рельеф дна; здесь существуют подводные холмы и горы, влияющие на

направления и скорости турбидных потоков. Среди отложений преобладают преимущественно мелкозернистые, плохо сортированные пески. Характерны массивные и очень слабо градирующие мощные пласты. Для равнины Сом предполагаются (Horn et al., 1971) турбидные потоки высокой плотности с более обильным питанием.

Размерность терригенной кластики и мощности турбидитных пластов в каньонах и подводных долинах находятся в прямой зависимости от исходного обломочного материала — его гранулометрии и количества. Наряду с песчаным материалом в руслах долин может присутствовать и более грубый. Так, например, в подводной долине Ла-Холья, расположенной у берегов Калифорнии, обнаружены прослои гравия и гальки, прослеживающиеся от глубин 720 до 1700 м вдоль оси долины (Bouta, Shepard, 1964). Во многих образцах наблюдалась косая поточковая слоистость с падением слоев вниз по долине.

Приведенные данные показывают, что в приконтинентальных частях океанов роль сиалического материала ведущая; транспорт его осуществляется гравитационными потоками по подводным флювиальным системам, а также донными течениями. Разнос сиалической кластики происходит на сотни и тысячи километров от источника питания.

Состав, структурно-текстурные признаки пород и характер стратификации флишевой формации Западной Монголии и ее аналогов в Алтае-Саянской складчатой области позволяют заключить, что условия седиментации в кембро-ордовикском флишевом бассейне этой территории были сходны с осадконакоплением в некоторых приконтинентальных океанских акваториях.

Сейчас невозможно установить истинные размеры палеобассейна, но даже если учитывать лишь площади современных выходов флишевой формации, то длина его превышала 1000 км, а ширина была не менее 300—500 км, т. е. площадь палеобассейна была большей, чем площади отдельных современных абиссальных равнин, но глубины его, несомненно, были меньшими, предположительно батинальными.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов И. Г. К вопросу о генезисе и значении гиероглифов в изучении Карпатского флиша. — Геол. сб., 1 (IV), ВНИГНИ. М., Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения, ч. 1—2. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Л.—М., Гостоптехиздат, 1951.
- Вассоевич Н. Б. О некоторых флишевых текстурах (знаках). — Тр. Львовск. геол. о-ва, Сер. геол., 1953, вып. 3.
- Вознесенская Т. А. Фации пелагических известняков в карбоне Юго-Западного Дарваза. — Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука», 1964.
- Вылцан И. А. Флишодные формации. Изд-во Томск. ун-та, 1978.
- Гроссгейм В. А. О значении и методике изучения гиероглифов (на материале кавказского флиша). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946. № 2.
- Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. — Тр. ГИН АН СССР, 1967, вып. 172.
- Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Маркова Н. Г., Матросов П. С. Монголо-Алтайская складчатая система. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики, т. II. М., «Недра», 1973.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Петтйджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М., «Мир», 1976.
- Сенников В. М. История развития структур Южной части Алтае-Саянской складчатой области в ордовике. — Тр. СНИИГГИМС, вып. 201, Барнаул, 1977.
- Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала. — Тр. Ин-та геол. наук, вып. 155. М., 1955.

- Хворова И. В.* Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей.— Литол. и полезн. ископ., 1978, № 4.
- Bouma A. H.* Sedimentology of some flysh deposits; a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elvier Publ. Co., 1962.
- Bouma A. H., Shepard F. P.* Large rectangular cores from submarine canyons and fan valleys.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1964, v. 48, No. 2.
- Menard H. W.* Deep ripple marks in the sea.— J Sediment. Petrol., 1952, v. 22, No. 1.
- Horn D. R., Ewing M., Horn B. M., Delach M. N.* Turbidites of the Hatteras and Sohm abyssal plains, Western North Atlantic.— Marine Geol., 1971, v. 11, No. 5.
- Schenk P. E.* Nova Scotia, Morocco and continental drift. In: Earth science symposium on offshore Eastern Canada.— Geol. Surv., Canad. Paper, 1973.
- Walker R. G.* The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites.— Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1965, v. 35, pt. 1, No. 1.

ГИН АН СССР,
Москва

Дата поступления
22.I.1980

УДК 553.242.3

К ПРОБЛЕМЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ

В. Н. ХОЛОДОЗ, Г. В. КОМАРОВА, А. К. ЛИСИЦИН

Путем изучения литологического состава карбонатных пород, а также одновременного исследования пластовых вод в тех же толщах доказываются возможность образования эпигенетического доломита. Рассматриваются два разных случая формирования доломитовых скоплений.

Вопрос о возможности образования эпигенетического доломита до сих пор по существу остается спорным. Неясность проблемы, с одной стороны, связана с отсутствием четких критериев, позволяющих различать в осадочных породах седиментационно-диагенетические и эпигенетические образования, а с другой — обусловлена слабой изученностью механизма, определяющего эпигенетические преобразования вообще. Как следствие некоторого отставания теории литогенеза в вопросах о вторичных изменениях осадочных горных пород, рассматриваемых обычно в отрыве от деятельности пластовых вод, проблема эпигенетического доломита решается различными авторами по-разному и толкуется довольно произвольно.

Одна группа исследователей вслед за Н. А. Головкинским (1869), С. Н. Никитиным (1890), З. А. Богдановой (1940), С. Г. Вишняковым (1956), Т. П. Афанасьевым (1951), А. И. Осиповой (1964), Л. С. Кузнецовой, И. А. Игнатьевым (1970), А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1970), М. С. Пичугиным (1970) и др. склонна рассматривать доломитизацию, происходящую в уже сформировавшихся карбонатных породах, как весьма обычное явление и понятие «эпигенетические» распространяет не только на образования, контролируемые трещинами и разломами, но и на некоторые пластовые тела доломитов, несущие признаки метасоматоза.

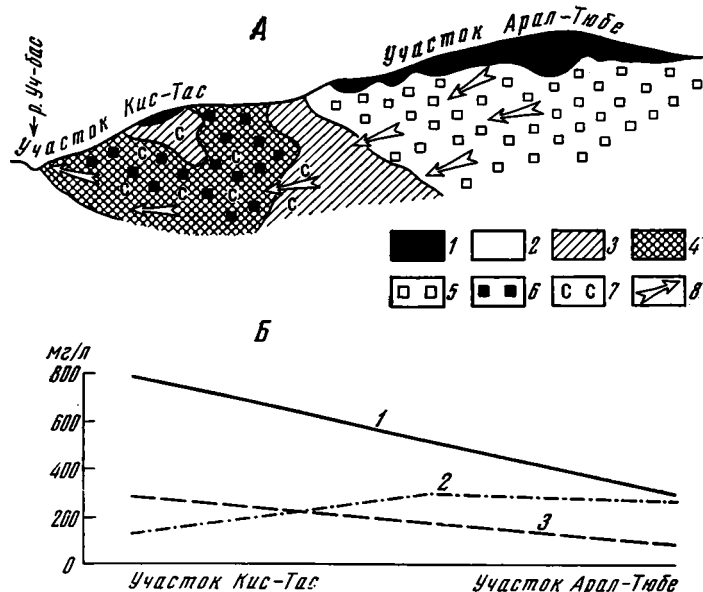
Другая группа ученых (Б. П. Кротов (1925), М. С. Швецов (1938), Л. В. Пустовалов (1940), Г. И. Теодорович (1950), И. В. Хворова (1956, 1958), Н. М. Страхов (1951, 1956, 1962, 1971), А. И. Осипова (1956), А. Б. Ронов (1956), Г. А. Казенкина (1971) и др.) отводит эпигенетическому доломитообразованию резко подчиненное значение и подавляющую массу доломитов относит к числу седиментационных и седиментационно-диагенетических. В результате собственно эпигенетические доломиты рассматриваются как ничтожные по количеству; к ним относятся только те образования, что непосредственно связаны с трещинами и кавернами в породе.

На современном методическом уровне развития теории литогенеза вряд ли можно разрешить этот многолетний спор и количественно оценить роль эпигенетического доломитообразования в процессах древнего карбонатонакопления. Задача настоящего сообщения значительно уже — на нескольких примерах мы попытаемся доказать принципиальную воз-

возможность образования доломитов и доломитизированных пород, не связанных с разломами и трещинами, на стадии катагенеза, описать их литолого-геохимические особенности и охарактеризовать гидрохимические условия, способствующие интенсивной доломитизации.

I

В северо-западной части хр. Малый Кара-Тау (Казахстан) нами были детально изучены фосфоритоносные вендско-кембрийские отложения, слагающие северо-восточные крыло крупной Верхнеучбасской структуры. Более подробно строение этого района описано в предшествующих публикациях (Холодов, 1969, 1972, 1973). Здесь же следует отме-



Фиг. 1. Минералого-геохимическая зональность фосфоритоносных отложений и пластовых вод района Кара-Тау (Казахстан)

А — схема изменений химико-минералогического состава фосфоритового горизонта в направлении движения пластовых вод в районе Малого Кара-Тау: 1 — участки пласта, обогащенные фосфатным материалом, 2 — рельеф участка, 3 — слабая карбонатизация фосфоритов, 4 — интенсивная карбонатизация фосфоритов, 5 — область развития гидроокислов железа, 6 — область развития пирита, 7 — область распространения органического вещества, 8 — направление движения подземных вод; Б — схема изменения состава подземных вод в направлении движения от области питания к области разгрузки: 1 — общая минерализация; 2 — содержание HCO_3' , 3 — содержание SO_4''

тить, что ось Верхнеучбасской горст-антиклинали, вытянутой на 65—70 км в длину, ориентирована примерно параллельно общему простиранию Малого Кара-Тау. В ядре этой складки второго порядка обнажаются терригенно-глинистые породы рифея. Юго-западное крыло обрезано крупным разломом типа выброса, северо-восточное сложено фосфоритоносной чулактауской и карбонатной тамдинской свитами; это крыло в литературе известно под названием «месторождение Кок-Джон».

В пределах Кок-Джонского месторождения фосфоритов выделяются четыре участка, последовательно сменяющие друг друга с юго-востока на северо-запад: Арал-Тюбе, Ат-Кум, Кесик-Тюбе и Кис-Тас. Наиболее приподнят в современном рельефе участок Арал-Тюбе (фиг. 1). Здесь фосфоритоносная свита обнажается на отметках 850—880 м над уровнем моря. По направлению к участкам Кесик-Тюбе и Кис-Тас рельеф заметно сглаживается и абсолютные отметки выхода фосфоритов на поверх-

ность не превышают 450—500 м. Естественно, что движение пластовых вод в фосфоритоносном горизонте осуществляется, как это показано на схеме, от области питания на участке Арал-Тюбе к области разгрузки в районе Кис-Тас.

Как показано в предыдущих работах (Холодов, 1969, 1972), вендско-кембрийские отложения чулактауской свиты представлены чередованием пластовых фосфоритов, кремнистых пород и доломитов, причем в изученных нами участках явно преобладают (по мощности) пластовые фосфориты. Они перекрываются кембро-ордовикской толщей карбонатных пород, известной под названием «тамдинская свита». В нижней части этой почти 3-километровой толщи наибольшим распространением пользуются доломиты. Главный водоносный горизонт района включает в себя всю чулактаускую свиту и нижнюю часть тамдинской толщи.

Прекрасным индикатором эпигенетических изменений, происходящих в водоносном горизонте, служит хорошо выдерживающийся по простиранию горизонт пластовых фосфоритов мощностью 8—15 м; его строение в разных частях месторождения Кок-Джон изображено на фиг. 1.

В пределах области питания подземных вод (Арал-Тюбе) распространены высококачественные фосфориты; содержание P_2O_5 в них достигает 33—34%. Фосфориты заметно обогащены гидроокислами железа (гетит, гидрогетит, гематит, гидрогематит), которые в виде мельчайших микроскопических включений импрегнируют зерна фосфорита или фосфатные оолиты, а также в виде макроскопически видимых масс концентрируются в реликтовом цементе или выполняют тонкие прожилки. Чаше всего порода лишена цемента, сильно пориста и легко рассыпается на части при ударе; однако местами в ней присутствуют небольшие линзочки реликтового карбоната, цементирующего фосфорит.

В области разгрузки (Кис-Тас) качество фосфоритов значительно снижается; содержание P_2O_5 в них нередко уменьшается до 20—21%, причем порода повсеместно заметно обогащается карбонатами. В северо-западной части структуры широко развиты обломки и оолиты фосфоритов, резко окрашенные органическим веществом и сульфидами железа в черный цвет; они четко выделяются на фоне вторичного карбонатного цемента.

Ранее (Холодов, 1969) были подробно рассмотрены те изменения состава подземных вод, которые удалось установить гидрогеологам Джанытасской ГРП путем опробования 19 гидрогеологических скважин, вскрывших исследуемый водоносный горизонт. Установлено, что от области питания к области разгрузки общая минерализация вод возрастает от 300 до 800 мг/л и более. В том же направлении неуклонно увеличивается содержание SO_4^{2-} , достигая 400 мг/л в р-не Кис-Тас, тогда как количество HCO_3^- вначале растет, а затем резко уменьшается вблизи от очагов разгрузки.

Сопоставляя изменения химического состава подземных вод с литолого-геохимическими особенностями пластовых фосфоритов, обнаженных в разных частях месторождения Кок-Джон, мы в предыдущих работах (Холодов, 1969, 1972) так представляли себе схему их взаимодействия.

В районе участка Арал-Тюбе содержащие кислород поверхностные воды проникают в толщу водоносного горизонта. На первом этапе взаимодействия твердой и жидкой фазы кислород расходуется на окисление сульфидов и органического вещества пластовых фосфоритов. При этом накопление значительных масс CO_2 сдвигает карбонатное равновесие в сторону образования растворимых бикарбонатов; воды обогащаются ионами Ca^{2+} , Mg^{2+} и HCO_3^- . Одновременно протекающее окисление сульфидов усиливает процесс растворения и выноса карбонатов и приводит к постепенному накоплению SO_4^{2-} в водах. При этом следует подчеркнуть, что фосфаты, как более устойчивые, чем карбонаты в нейтральных

**Результаты термогравиметрического изучения пород фосфоритоносных отложений
Малого Кара - Тау**

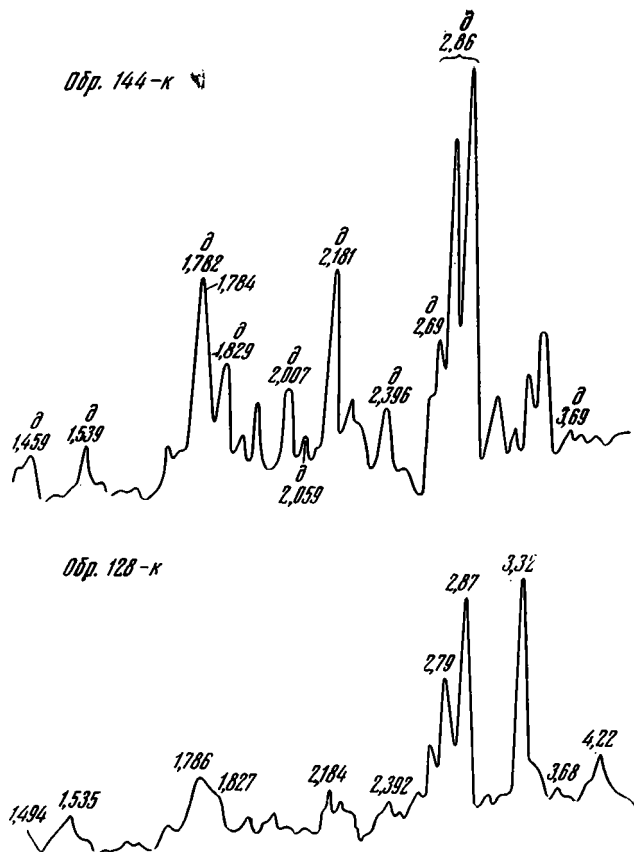
Части разрезов	Разрез месторождения Арал-Тюбе				Разрез месторождения Кис-Тас			
	№ образца	CaMg (CO ₃) ₂ , %	CaCO ₃ , %	Сумма, %	№ образца	CaMg (CO ₃) ₂ , %	CaCO ₃ , %	Сумма, %
Горизонт беркутинских доломитов	5217	56,9	14,6	71,5	110-к	87,8	8,7	96,5
	5218	20,9	2,8	23,7	111-к	78,6	8,5	87,1
					112-к	80,8	—	80,8
	5225	—	10,0	10,0	114-к	—	11,6	11,6
	5226	—	14,5	14,5	116-к	15,7	—	15,7
	5230	—	5,7	5,7	117-к	17,6	—	17,6
	5231	—	7,5	7,5	118-к	8,0	5,5	13,5
	5232	—	11,4	11,4	119-к	10,7	—	10,7
	5233	—	8,4	8,4	120-к	9,2	3,3	12,5
	5235	—	7,5	7,5	121-к	12,1	—	12,1
	5236	—	8,2	8,2	122-к	12,1	—	12,1
	5238	—	7,0	7,0	123-к	—	<1,0	<1,0
	5239	—	6,4	6,4	124-к	—	7,0	7,0
	5240	—	6,1	6,1	125-к	10,5	—	10,5
	5241	—	7,5	7,5	126-к	—	7,0	7,0
	5242	7,1	19,2	26,3	127-к	6,3	—	6,3
					128-к	29,1	—	29,1
					130-к	—	4,8	4,8
					135-к	9,9	—	9,9
					136-к	16,0	—	16,0
					137-к	10,4	—	10,4
					141-к	20,6	—	20,6
					143-к	14,6	—	14,6
					144-к	27,8	—	27,8
					145-к	20,2	—	20,2
Тамдинская толща карбонатных пород	5243	75,6	15,9	91,5	147-к	18,4	—	18,4
	5245	76,9	15,9	92,8	158-к	40,0	—	40,0

Примечание. «—» значит не обнаружено.

и слабокислых средах, накапливаются на месте и таким образом на участке Арал-Тюбе осуществляется вторичное обогащение фосфоритоносного горизонта выше уровня грунтовых вод. Для этого участка весьма характерны гидрокарбонатно-сульфатные воды с величиной pH порядка 6,6—7,00.

Далее от области питания, по мере миграции пластовых вод к области разгрузки, постепенно развивающийся процесс окисления сульфидов приводит к накоплению в водах иона SO₄²⁻. Слабоминерализованные гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные воды постепенно сменяются сильноминерализованными сульфатно-гидрокарбонатными, в которых величина pH увеличивается до 8,2. Здесь, вблизи от участка Кис-Тас, в водоносном горизонте создаются гидрохимические условия, благоприятствующие выпадению в твердую фазу эпигенетических карбонатов. Они постепенно «запечатывают» водоносный пласт на участке Кис-Тас и способствуют сохранности здесь восстановительной обстановки, унаследованной еще от стадии диагенеза.

Для того чтобы изучить состав карбонатных минералов, распространенных в различных частях водоносного горизонта, нами по частой сетке отобраны 17 образцов горных пород из канавы 88 участка Арал-Тюбе и для сравнения взяты 27 образцов из канавы 94 участка Кис-Тас. Пробы изучены в лаборатории ГИГХС с помощью термогравиметрического анализа, и в них на основании анализа термограмм, выполненных на



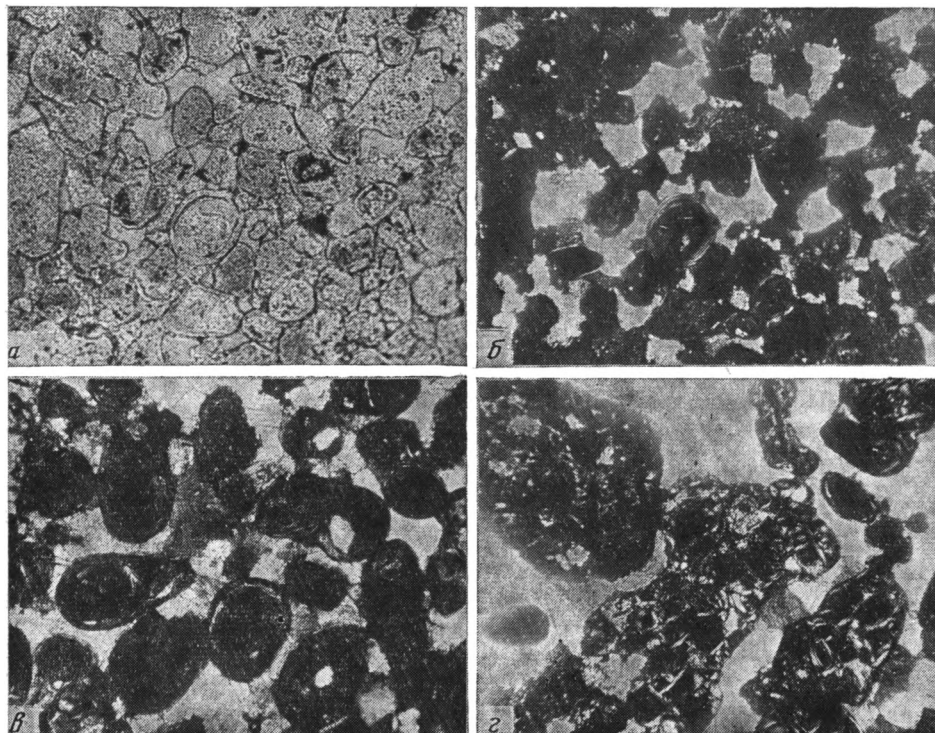
Фиг. 2. Порошкограммы смеси карбонатных минералов, цементирующих фосфорит

установке ТВУ (аналитик Н. Г. Фридман), вычислено содержание суммы карбонатов, кальцита и доломита (табл. 1). Как видно из табл. 1, на участке Арал-Тюбе сумма карбонатов в породах фосфоритонесной свиты обычно очень невелика и, что очень важно, весь остаточный карбонатный цемент представлен кальцитом. Наоборот, сумма карбонатов заметно возрастает в области разгрузки, на участке Кис-Тас, однако весь карбонатный материал представлен уже доломитом.

Для проверки этого важного вывода обр. 144-к и 128-к, в которых обнаружено максимальное содержание доломита, были фракционированы в дистиллированной воде на центрифуге, а затем исследованы на рентгеновской установке в ГИН АН СССР. Результаты порошковых рентгенограмм обоих образцов приведены на фиг. 2. Очевидно, что наличие типичных для доломитов пиков с d 2,86, 2,181 и 1,782 Å позволяет подтвердить выводы, сделанные в результате термогравиметрии.

Итак, именно доломит пользуется преимущественным распространением среди карбонатных минералов, цементирующих фосфориты в области разгрузки пластовых вод. Микроскопическое изучение шлифов показывает при этом, что доломит, бесспорно, является здесь наиболее поздним, скорее всего эпигенетическим минералом. Действительно, на фиг. 3 хорошо видно, что этот минерал (светлое) не только выполняет поровое пространство между зернами фосфата (черное), но и корродирует обломки фосфата по краям и даже кое-где метасоматически замещает фосфатные зерна изнутри.

Для того чтобы проверить возможность непосредственного выпадения доломита из пластовых вод фосфоритонесного горизонта, нами про-



Фиг. 3. Микрофотографии карбонатизированных фосфоритов, $\times 70$

А, Б — обр. 142-к, ник. ||, +, эпигенетический доломит заполняет поры породы; В — обр. 1120, ник. ||; Г — обр. 36-к, ник. +, эпигенетический доломит корродирует и замещает фосфатные зерна

изведены следующие подсчеты. Теоретическая величина произведения растворимости, рассчитанная и полученная экспериментально для доломита Хсу (1971), равна $2 \cdot 10^{-17}$. Зная в каждом конкретном анализе пластовой воды, отобранной из скважины, величину рН, а также содержание Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} , K^{+} , HCl_3^{-} , SO_4^{2-} , Cl^{-} , можно, опираясь на уравнения, выведенные из закона действующих масс, подсчитать вначале концентрацию $[\text{CO}_3^{2-}]$, затем вычислить ионную силу по формуле

$$I = \frac{1}{2} [\text{HCO}_3^{-}] + [\text{SO}_4^{2-}] \times 4 + [\text{Cl}^{-}] + [\text{Ca}^{2+}] \times 4 + [\text{Mg}^{2+}] \times 4 + [\text{Na}^{+}]$$

и, зная ионную силу природной воды, найти значение коэффициента активности $\approx f(2)$, а затем по формуле

$$Kd_{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{Mg}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}] f(2)^4$$

рассчитать произведение растворимости доломита в каждом конкретном случае. Сравнение Kd с теоретической растворимостью доломита позволяет оценить возможность выпадения этого минерала в твердую фазу в том или ином участке профиля.

Результаты расчетов приведены в табл. 2, а их графическое выражение — на фиг. 4. Очевидно, что в области питания, в районе Арал-Тюбе, подземные воды определенно недонасыщены доломитом. Иначе говоря, именно здесь создаются гидрохимические предпосылки для максимального растворения обоих породообразующих карбонатных минералов — доломита и кальцита. То обстоятельство, что в породах участка Арал-Тюбе весьма обычен реликтовый кальцит, может быть связано не с его

Таблица 2

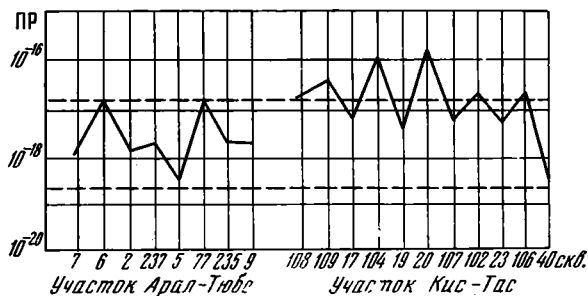
Результаты расчета $\text{PR}_{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2}$ по данным химических анализов пластовых вод месторождения Кок-Джон (Кара-Тай)

Участок	№ сква- жины	Исходные данные, мг/экв/л							Расчетные данные					
		pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	[CO ₃ ²⁻]	[Ca ²⁺]	[Mg ²⁺]	I	f(2) ⁴	Kd
Арал-Тюбе	7	7,2	2,60	1,4	0,7	3,80	0,58	0,15	10 ^{-5,52}	10 ^{-2,89}	10 ^{-3,2}	0,009	0,66	1,4 · 10 ⁻¹⁸
	6	7,8	2,50	2,20	0,7	3,60	1,29	0,30	10 ^{-4,94}	10 ^{-2,90}	10 ^{-2,96}	0,008	0,66	3,4 · 10 ⁻¹⁷
	2	7,0	3,00	2,60	0,97	4,30	2,04	0,25	10 ^{-5,67}	10 ^{-2,82}	10 ^{-2,89}	0,012	0,62	1,3 · 10 ⁻¹⁸
	237	7,0	2,70	1,80	2,06	4,40	1,40	0,76	10 ^{-5,36}	10 ^{-2,87}	10 ^{-3,05}	0,009	0,66	4,3 · 10 ⁻¹⁸
	5	6,8	3,20	2,30	1,79	4,10	2,77	0,45	10 ^{-5,89}	10 ^{-2,80}	10 ^{-2,94}	0,012	0,62	4,8 · 10 ⁻¹⁹
	77	7,1	3,00	2,20	2,26	4,80	1,85	0,75	10 ^{-5,52}	10 ^{-2,82}	10 ^{-2,26}	0,011	0,63	1,2 · 10 ⁻¹⁷
	235	7,1	2,80	3,70	4,22	4,90	4,12	1,70	10 ^{-5,61}	10 ^{-2,85}	10 ^{-2,75}	0,016	0,59	1,8 · 10 ⁻¹⁸
	9	7,0	3,80	3,80	3,10	3,85	4,39	2,46	10 ^{-5,72}	10 ^{-2,72}	10 ^{-2,72}	0,013	0,62	1,9 · 10 ⁻¹⁸
Кис-Тас	108	7,6	3,80	3,20	1,50	3,50	4,16	0,65	10 ^{-5,16}	10 ^{-2,72}	10 ^{-2,80}	0,014	0,61	2,0 · 10 ⁻¹⁷
	109	7,8	3,40	3,80	1,53	3,70	4,10	0,65	10 ^{-4,93}	10 ^{-2,77}	10 ^{-2,72}	0,014	0,61	6,2 · 10 ⁻¹⁷
	17	7,4	3,80	3,10	2,00	3,40	4,46	0,70	10 ^{-5,37}	10 ^{-2,72}	10 ^{-2,90}	0,014	0,61	6,1 · 10 ⁻¹⁸
	104	8,2	3,20	3,40	1,62	3,20	4,12	0,60	10 ^{-4,59}	10 ^{-2,8}	10 ^{-2,77}	0,013	0,62	2,7 · 10 ⁻¹⁶
	19	7,2	4,20	3,80	1,34	4,20	4,19	0,60	10 ^{-5,48}	10 ^{-2,68}	10 ^{-2,72}	0,015	0,60	5,7 · 10 ⁻¹⁸
	20	8,2	3,40	2,60	3,19	3,70	4,0	0,70	10 ^{-4,53}	10 ^{-2,77}	10 ^{-2,89}	0,013	0,62	2,9 · 10 ⁻¹⁶
	107	7,4	4,20	4,0	1,30	3,40	4,98	0,65	10 ^{-5,37}	10 ^{-2,68}	10 ^{-2,70}	0,016	0,59	9,1 · 10 ⁻¹⁸
	102	7,7	3,70	3,50	1,62	2,90	4,41	0,60	10 ^{-5,14}	10 ^{-2,73}	10 ^{-2,76}	0,014	0,62	2,5 · 10 ⁻¹⁷
	23	7,4	3,00	3,60	3,07	3,60	5,04	0,80	10 ^{-5,34}	10 ^{-2,82}	10 ^{-2,75}	0,015	0,60	7,2 · 10 ⁻¹⁸
	106	7,7	2,50	5,50	3,37	3,20	7,02	0,70	10 ^{-5,09}	10 ^{-2,90}	10 ^{-2,56}	0,018	0,58	2,5 · 10 ⁻¹⁷
	100	Не опр.	2,40	3,30	3,50	22,99	5,77	1,13	—	10 ^{-2,92}	10 ^{-2,78}	0,015	0,60	—
	40	6,6	3,40	3,80	4,86	4,40	5,83	1,60	10 ^{-5,06}	10 ^{-2,77}	10 ^{-2,72}	0,018	0,58	2,6 · 10 ⁻¹⁹
	101	Не опр.	2,79	3,50	2,90	2,40	5,80	1,00	—	10 ^{-2,86}	10 ^{-2,76}	0,015	0,60	—

относительным накоплением, а с первичными фаціальными особенностями пластовых фосфоритов в этом районе.

В области разгрузки, на участке Кис-Тас, наоборот, величина вычисленного Kd часто превышает $2 \cdot 10^{-17}$, что указывает на возможность выпадения доломита из раствора в твердую фазу. Как мы видели выше, именно здесь широко распространен эпигенетический доломитовый цемент.

В целом нельзя не подчеркнуть, что выполненные расчеты позволили обнаружить очень ясную гидрохимическую зональность пластовых вод



Фиг. 4. Кривые растворимости доломита в различных частях водоносного пласта ($Kd=2 \cdot 10^{-17}$, Хсу (1971); $Kd=3,17 \cdot 10^{-19}$, Олдермен, Скиннер (Alderman, Skinner, 1957))

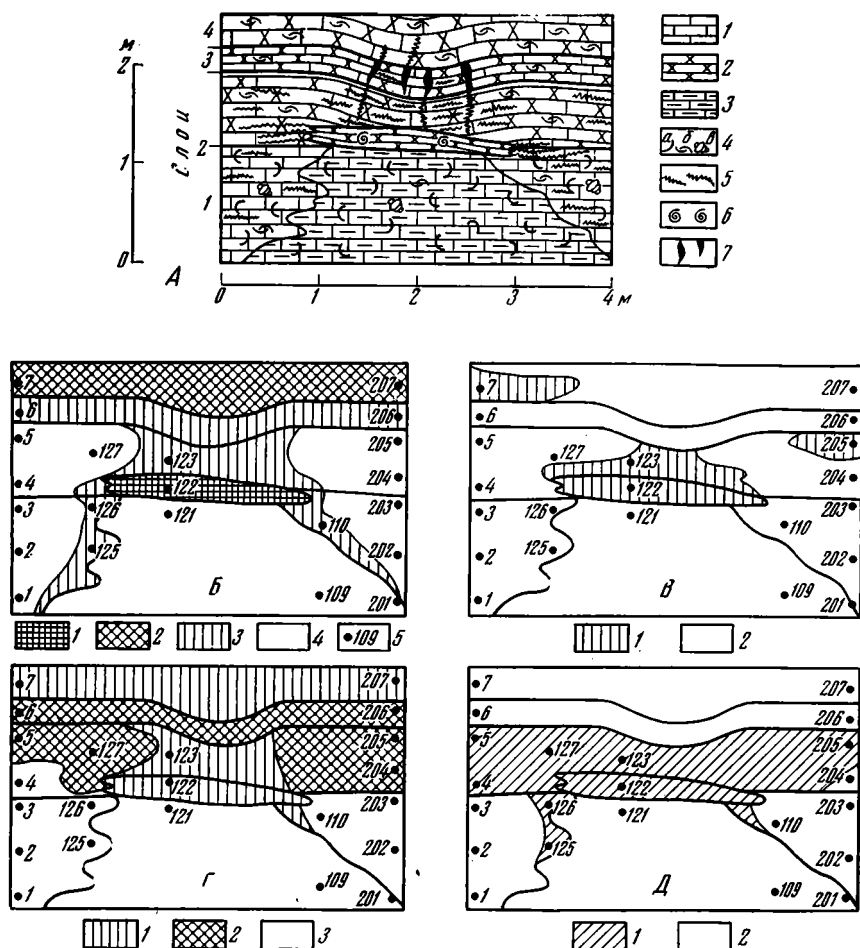
месторождения и тесно увязать между собой данные гидрогеологических и литолого-геохимических исследований. Очевидно, что в пределах северо-восточного крыла Верхнеучбасской горст-антиклинали, на протяжении 65—70 км, в пределах фосфоритоносного и отчасти карбонатного тамдинского горизонтов, представляющих собой единую гидрогеологическую систему, действует гипергенный механизм, обусловленный взаимодействием осадочных пород и пластовых вод. В результате на одних участках в области питания (Арал-Тюбе) седиментационно-диагенетические доломиты, входящие в состав фосфоритоносной толщи и особенно перекрывающие ее (тамдинская свита), медленно растворяются и огромные массы Ca^{2+} , Mg^{2+} и CO_3^{2-} поступают в подземные воды,двигающиеся к областям разгрузки. В области разгрузки (Кис-Тас), когда содержание ионов кальция и магния достигает насыщения, интенсивно осуществляется эпигенетическая цементация водоносных фосфоритов, а местами среди перекрывающих их карбонатных пород образуются небольшие по размерам линзовидные тела и прослои эпигенетических доломитов.

Нельзя не отметить, что в соответствии с приведенными данными источник магния заключен в самих карбонатных породах и фосфоритах, подвергающихся интенсивной переработке в зоне гипергенеза в результате инфильтрации поверхностных вод.

II

Другой тип эпигенетического доломита встречен в пределах уранового месторождения, связанного с нефтеносными карбонатными породами. На фиг. 5, А хорошо видно, что в одном из рудоносных горизонтов, представленном пачкой известняков-устричников (слой 1) и органогенно-шламмовых доломитовых известняков (слои 2, 3, 4), на границе между известково-доломитовой и известковой частью разреза, довольно часто встречаются небольшие линзы неплотностойкого доломита. Размеры их редко превышают несколько метров в длину и 0,10—0,30 м по мощности.

При документации доломитовых линз обращают на себя внимание



Фиг. 5. Условия залегания и химико-минералогические особенности эпигенетического доломита в нефтеносном карбонатном горизонте

А — литологические особенности вмещающих пород: 1 — известняк, 2 — доломит, 3 — мергелистый известняк, 4 — фаунистические остатки: а — раковины и обломки устриц, б — пеллециподы, в — сuture и другие следы растворения вмещающих пород; 6 — окремнение; 7 — трещинки, выполненные кальцитом; Б — распределение доломита, %: 1 — 60—80, 2 — 20—30, 3 — 15—20, 4 — 2—15; 5 — место отбора и номер образца; В — распределение нерастворимого остатка, %: 1 — 5—16; 2 — 2—4; Г — распределение эффективной пористости, %: 1 — 7—15, 2 — 4—7, 3 — 1—4; Д — распределение органического углерода, %: 1 — 0,15—0,60; 2 — 0—0,15

две особенности в их залегании. Подстилающие их известняки-устричники обычно представлены двумя разностями: плотными, слабопроницаемыми мергелистыми образованиями и более проницаемыми породами, цемент которых слагается многочисленными обломками мелких раковин серпул. «Серпуловые» и «мергелистые» разновидности прихотливо чередуются по простиранию, причем плотные мергелистые устричники часто слагают крупные «рифоподобные» тела. Весьма типично для изученных доломитовых линз то, что они, как правило, залегают над плотными мергелистыми участками подстилающего устричника и как бы венчают собой мергелистое скопление.

Другая характерная особенность доломитов заключается в том, что вблизи от них и особенно выше этих образований широко развиты следы интенсивного растворения вмещающих карбонатных пород в виде мелких стилолитовых швов, сутур, каверн и трещинок. Веерообразные пучки

Аналитические данные по участку эпигенетической доломитизации в нефтеносном карбонатном горизонте, %

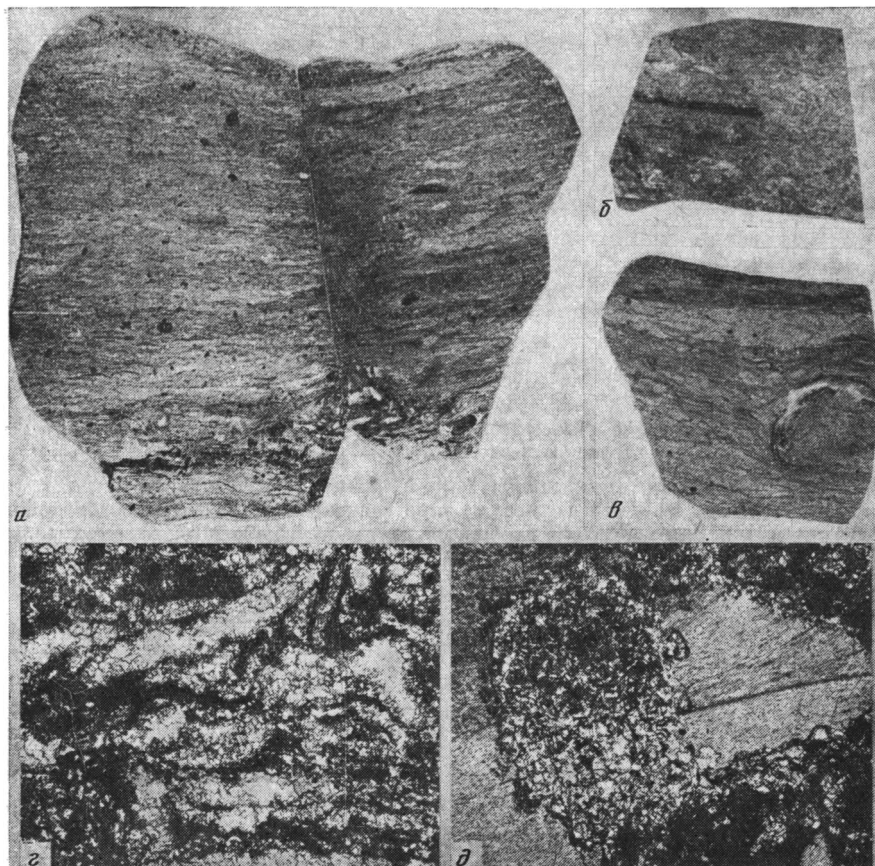
№ образца	Результаты пересчета данных сокращенного химического анализа карбонатных пород			Содержание $S_{орг}$ после экстракции растворимых битумов	Эффективная пористость
	нерастворимый остаток	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$		
1	2,51	93,80	3,69	0,09	1,15
2	4,08	92,60	3,32	He опр.	1,21
3	2,05	95,01	2,94	0,06	2,67
4	2,22	95,20	2,58	He опр.	2,65
5	3,36	92,40	4,24	0,26	4,65
6	2,35	77,19	20,46	0,18	4,24
7	12,57	57,40	30,03	He опр.	14,60
109	1,41	93,80	4,79	0,07	2,36
110	2,75	88,39	8,86	0,09	3,20
121	3,40	82,59	14,01	0,10	3,39
122	15,75	5,32	78,93	0,62	4,35
123	5,17	69,37	25,46	0,32	7,85
125	3,33	81,18	15,49	0,12	2,50
126	4,91	72,71	22,32	He опр.	2,29
127	4,53	75,18	20,29	0,29	He опр.
201	3,42	94,00	2,58	0,01	1,66
202	3,02	94,40	2,58	0,01	1,29
203	4,04	93,20	2,76	He опр.	1,47
204	5,45	91,59	2,96	0,09	4,40
205	6,04	91,20	2,76	0,15	He опр.
206	3,38	78,77	17,35	He опр.	3,55
207	3,69	74,18	22,13	0,09	15,15

стилолитов нередко распространяются в периферических частях доломитовых линз.

Над доломитовыми линзами всегда наблюдается сокращенная мощность перекрывающего их слоя 2, а вышележащий слой 3 уплотненного пеллеципового доломитового известняка в связи с этим непосредственно над линзой довольно резко изгибается, давая просадку. В местах изгибов слой 3 пересекается многочисленными крутопадающими или вертикальными стилолитовыми швами и трещинами, залеченными кальцитом.

Как видно на фиг. 5, Г и табл. 3, в которой сведены аналитические данные, на участке развития доломитовой линзы, в ней самой и выше ее, эффективная пористость постоянно оказывается повышенной и достигает величины 7—15%. Границы линзовидных тел обычно весьма расплывчаты, и на контактах доломит постепенно переходит во вмещающий известняк. По существу доломитизация на данном участке (см. фиг. 5, Б) пересекает напластование пород и особенно усиливается непосредственно перед тем слабопроницаемым экраном, которым служит мергелистый известняк-устричник слоя 1.

Литолого-петрографический облик доломита в линзах довольно своеобразен. Это тонкослоистая порода, в которой чередуются свободные от посторонних примесей линзовидные слои кристаллического доломита (фиг. 6, А) и тонкие слои карбонатной породы, резко обогащенной глинистым и органическим веществом, сульфидами железа и минералами урана. Глинистое вещество по составу напоминает нерастворимый остаток, который всегда обнаруживается в стилолитовых швах рудоносных пород. Под микроскопом светлые слои доломита обычно состоят из правильных ромбоэдрических кристаллов размером от 0,05 до 0,10 мм. В пришлифовках хорошо видно, что тонкие слои доломита обгибают раковины устриц и их обломки (см. фиг. 6, В).



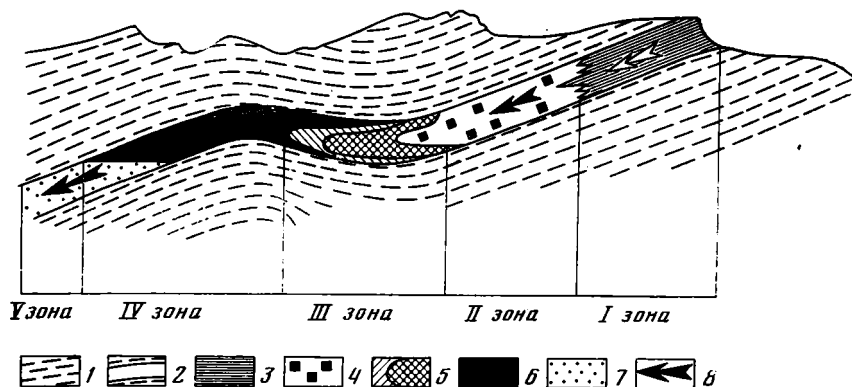
Фиг. 6. Структурные особенности эпигенетических доломитов

Фотографии образцов «полосчатых» доломитов, натуральная величина: А — обр. 21-II; Б — обр. 65, стяжение кремнезема в доломите; В — обр. 339*, обломок раковины *Ostrea* обволакивается слоями доломита. Микрофотографии прозрачных шлифов, $\times 46$, ник. ||, Г — обр. 123/10, ромбоэдри доломита замещают обломки серпул; Д — обр. 253/10, ромбоэдри доломита замещают обломок устрицы *Ostrea*

В породе помимо собственно нерастворимого остатка присутствует значительное количество мелких кремневых стяжений, размеры которых иногда достигают нескольких сантиметров (см. фиг. 6, Б). Иногда кварц или халцедон замещают органические остатки или слагают концентрические тела, обогащенные сульфидами. Как и во всех других случаях (Холодов и др., 1961; Холодов, 1973), окремнение непосредственно связано с растворением карбонатных пород. По-видимому, именно эта закономерность отражается на фиг. 5, В, где видно, что область распространения повышенных количеств нерастворимого остатка пространственно совпадает с зоной максимальной эффективной пористости.

При изучении под микроскопом обнаружено, что ромбоэдри доломита чаще всего группируются в сплошные неплотнослоистые массы; случаи доломитизации известковых частей породы, изображенные на микрофотографиях фиг. 6, Г и Д, довольно редки и, вероятнее всего, связаны с предшествующей диагенетической стадией.

Все приведенные литологические данные позволяют считать, что в разобранном случае эпигенетическая доломитизация осуществлялась унаследованно от седиментационно-диагенетического доломитообразования, по существу завершившего формирование слоев доломитовых из-



Фиг. 7. Эпигенетическая зональность карбонатных отложений и пластовых вод в районе разрушающейся нефтяной залежи

1 — глинистые отложения (покрышки); 2 — карбонатный горизонт; карбонатные породы: 3 — окисленные; 4 — отбеленные и пиритизированные; 5 — урансодержащие и окремненные; 6 — нефтеносные; 7 — эпигенетически неизмененные; 8 — направление движения инфильтрирующих вод

I зона; в породе — гидроокислы Fe; в водах — SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na, много O, U_3O_8 ; pH 8,3—8,5, II зона: в породе — отсутствие $\text{C}_{\text{орг}}$, пиритизация; в водах — HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na, много H_2S ; pH 7,2—7,3; III зона; в породе — накопление U_3O_8 , V_2O_5 , SiO_2 , Ni, Co, Mo, Fe и следы растворения карбонатов; в водах преобладают HCO_3^- , Cl^- , много CH_4 , CO_2 и H_2S ; pH=6,0—6,7; IV зона; породы пропитаны нефтяными углеводородами; V зона; в породе следы восстановительной среды, в водах — Cl^- , Na, Ca^{2+} ; pH=7,0—7,1.

вестняков 2, 3, 4. Последующие процессы эпигенетического растворения карбонатов приводили к накоплению доломита как менее растворимого минерала в данной гидрохимической обстановке. Чем более интенсивно осуществлялся процесс выноса карбонатов кальция, местами сопровождавшийся окремнением, тем более чистый доломит накапливался на месте доломитового известняка, тем интенсивней увеличивалась эффективная пористость и происходила просадка кровли над доломитизирующимися участками.

Любопытно, что процессы растворения карбонатных пород, по-видимому, связаны с мощностью наиболее проницаемой части водоносного горизонта. Во всяком случае именно над «рифоподобными» телами мергелистых известняков, где проницаемая часть известково-доломитового коллектора резко сокращалась и, следовательно, скорость подземного потока воды возрастала, растворение кальцита достигало своего максимума.

Нельзя также не отметить тот факт, что распределение органического вещества нефтяного ряда, нерастворимого в органических растворителях (хлороформ, бензол), в общих чертах сходно с положением зоны интенсивной доломитизации (см. фиг. 5, Д, табл. 3). Поскольку такая высокометаморфизованная битумная органика является в данном случае реликтом реакционноспособных нефтяных битумов, мы вправе считать, что растворение карбонатного материала, вероятнее всего, происходило в связи с окислением нефти.

В пределах изученного уранового месторождения, связанного с нефтеносными карбонатными породами, эпигенетические доломиты залегают не беспорядочно, а приурочены к внешнему контуру разрушенной нефтяной залежи, где чрезвычайно интенсивно проявились процессы растворения рудосодержащих пород.

Более подробно процессы уранового рудообразования, происходящие в карбонатных породах вблизи от разрушающихся нефтяных залежей, рассмотрены в предшествующих работах (Холодов и др., 1961; Батулин и др.,

1965; Холодов, 1968, 1973). Не останавливаясь поэтому на обосновании схемы рудогенеза, изображенной на фиг. 7, отметим, что, по нашим представлениям, сульфатные воды, богатые кислородом и несущие растворенный уран, мигрируя по карбонатной толще, вначале расходуют кислород на окисление сульфидов, а затем вступают во взаимодействие с нефтяной залежью. В краевой ее части благодаря деятельности анаэробных бактерий происходит окисление нефтяных битумов за счет сульфатов; в осадок выпадают сульфиды металлов, а возникающие массы H_2CO_3 стимулируют усиленное растворение вмещающих известняков и седиментационно-диагенетических доломитов. Именно такие участки

Таблица 4

Результаты расчета $PR_{CaMg}(CO_3)_2$ по данным химических анализов пластовых вод карбонатных породах с разрушенной нефтяной залежью

Участок	№ пробы	Результаты анализа							Результаты расчета				$K\alpha = p\alpha_{Ca^{++}} + p\alpha_{Mg^{++}} + 2\alpha_{CO_3^{2-}}$
		pH	p[Na ⁺]*	p[Ca ⁺⁺]*	p[Mg ⁺⁺]*	p[Cl ⁻]*	p[SO ₄ ²⁻]*	p[HCO ₃ ⁻]*	Ионная сила	$p\alpha_{Ca^{++}}$	$p\alpha_{Mg^{++}}$	$p\alpha_{CO_3^{2-}}$	
Источники	402	7,6	3,18	3,05	3,46	3,55	3,34	2,70	0,005	3,19	3,60	5,47	$17,73=1,5 \cdot 10^{-18}$
	425	7,6	2,37	2,85	2,91	2,95	2,59	2,51	0,015	3,08	3,14	5,30	$16,82=1,5 \cdot 10^{-17}$
	447	7,6	2,81	2,75	3,08	3,14	3,11	2,31	0,011	2,95	3,21	5,10	$16,36=4,4 \cdot 10^{-17}$
	433	7,6	1,91	2,55	2,66	2,06	2,37	2,27	0,032	2,85	2,97	5,07	$15,96=1,1 \cdot 10^{-16}$
	414	7,6	2,46	2,76	2,70	2,75	2,72	2,32	0,017	2,98	2,92	5,11	$16,12=7,6 \cdot 10^{-17}$
Рудничные воды	217/2	7,6	1,79	2,21	2,32	1,76	2,08	2,33	0,054	2,56	2,67	5,50	$16,23=5,9 \cdot 10^{-17}$
	2/3	7,4	2,42	2,53	2,71	2,44	2,57	2,32	0,021	2,78	2,96	5,31	$16,36=4,4 \cdot 10^{-17}$
	101/10	7,2	1,97	2,61	2,66	2,26	2,40	2,00	0,03	2,89	2,93	5,20	$16,22=6,0 \cdot 10^{-17}$
	405/4	7,4	2,01	2,57	2,59	2,20	2,34	2,30	0,028	2,91	2,93	5,32	$16,48=3,3 \cdot 10^{-17}$
	152/14	7,1	2,28	2,53	3,00	2,42	2,70	2,27	0,02	2,78	3,25	5,56	$17,15=7,1 \cdot 10^{-18}$

* Концентрация выражена в — lg г/моль/л.

карбонатного коллектора в некоторых случаях и являются ареной эпигенетического доломитообразования, происходящего по схеме накопления относительно слабо растворимых компонентов. Здесь же осуществляется усиленное окремнение пород и создаются высокие содержания металлов, таких, как U, V, Co, Ni и др.

В результате вокруг бывших нефтяных месторождений образуется отчетливая эпигенетическая зональность, в которой очень тонкие литолого-геохимические изменения образуют пространственную систему, не подчиняющуюся обычным фациальным закономерностям.

По направлению от разрушающейся нефтяной залежи к выходу нефтеносных пород на дневную поверхность довольно отчетливо выделяются четыре зоны: 1) неизменных карбонатных пород с признаками нефтеносности; 2) рудоносных пород, соответствующая древнему нефтяному контакту; 3) отбеливания и пиритизации, представляющая собой арену бывшего анаэробного окисления органического вещества и 4) аэробного окисления (лимонитизации).

Древняя зональность карбонатных отложений в районе разрушающихся нефтяных месторождений хорошо увязывается с изменением состава современных пластовых вод, изученных в сходной ситуации. Следует, однако, подчеркнуть, что материалы по современным пластовым водам из карбонатных горизонтов, содержащих разрушающиеся залежи нефти, могут быть использованы в целях интерпретации процесса эпигенетического доломитообразования лишь как первые наведения.

Тем не менее для пяти проб вод из источников и пяти проб рудничных вод нами выполнены расчеты карбонатных равновесий по схеме,

описанной в предыдущем случае. Результаты подсчетов $\text{Pr}_{\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2}$ представлены в табл. 4. В отличие от предыдущего случая реальное произведение растворимости доломита почти во всех анализах близко к теоретическому и, кроме того, пробы, отобранные из различных гидрохимических зон, удивительно однообразны; гидрохимическая зональность карбонатного равновесия, столь характерная для р-нов Малого Кара-Тау, в изученном случае отсутствует. Все это, на наш взгляд, подтверждает предложенную на основе литологических наблюдений гипотезу образования доломита в виде накопления менее растворимого компонента. При этом источником магния в этом процессе являются сами карбонатные породы рудоносного горизонта, содержащие многочисленные прослои седиментационно-диагенетических доломитов.

III

В двух разобранных выше случаях процессы эпигенетического доломитообразования совершаются под действием *вадозных* вод на тех участках приповерхностной зоны, где резко меняется их солевой состав. Существенную роль в образовании эпигенетического доломита играет, по-видимому, окисляющееся органическое вещество; имеются основания предполагать, что повышенное давление CO_2 стимулирует не только растворение кальцита и относительное накопление слабо растворимого доломита, но и выпадение новообразований $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ из воды.

Карбонатные породы, слагающие водоносные горизонты, обычно содержат пласти и линзы седиментационно-диагенетических доломитов, которые и являются главным источником магния в водах. Таким образом, поставщиками магния в разобранных случаях служат сами вмещающие карбонатные толщи, а процесс эпигенетического доломитообразования сводится к последующему *перераспределению* карбонатов магния, ранее накопленных в морских водоемах прошлого.

Следует подчеркнуть, что роль осадочного материала достаточно велика, по-видимому, и в случаях эпигенетического доломитообразования, связанного с восходящими глубинными рассолами, значение которых было особенно подчеркнуто в трудах Данбара и Роджерса (1962), а также А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1970). Так, например, Хьюит (Hewett, 1928), И. И. Князев (1954) и др. показали, что эпигенетические доломиты, четко контролирующиеся трещинами и пространственно связанные со свинцово-цинковой жильной минерализацией, распространены только в тех месторождениях свинца, где среди вмещающих оруденение карбонатных толщ встречены заведомо пластовые, осадочные доломиты. Наоборот, отсутствие седиментационных и седиментационно-диагенетических доломитов в составе рудовмещающих отложений обычно полностью исключает эпигенетическую доломитизацию из типичных околорудных изменений.

Иначе говоря, эпигенетическое доломитообразование в тех случаях, когда оно осуществляется нисходящими подземными водами или обусловлено деятельностью восходящих вод, является прямым продолжением седиментационно-диагенетических процессов и обычно тесно связано с седиментационно-диагенетическим доломитообразованием генетически и пространственно.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Т. П. О геохимии подземных вод Среднего Поволжья.— Тр. Лаборатории гидрогеологич. проблем АН СССР. Изд-во АН СССР, 1951, вып. 10.
Батулин С. Г., Головин Е. А., Зеленова О. И., Каширцева М. Ф., Комарова Г. В., Кондратьева И. А., Лисицин А. К., Перельман А. И., Сидельникова В. Д., Черников А. А., Шмариович Е. М. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. М., Атомиздат, 1965.
Богданова З. А. К литологии карбонатных пород нижнего карбона Подмосковского бассейна.— В кн.: Литологический сборник памяти проф. С. Ф. Малявкина. М.—Л., ГИГЛ, 1940, вып. I.

- Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. (Тр. ГИН АН СССР, М., Изд-во АН СССР, 1956, вып. 4).
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна.— Материалы для геол. России, 1, 1869.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии, ч. III, гл. 13. Карбонатные породы. М., Изд-во иностр. лит., 1962.
- Казенкина Г. А. О доломитизации карбонатных пород верхнего девона в Припятском прогибе.— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2.
- Князев И. И. Гидротермально измененные карбонатные породы.— В сб.: Измененные окорудные породы и их поисковое значение (Тр. ВСЕГЕИ, ГОНТИ). М., 1954.
- Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани.— Тр. Казан. о-ва естествоиспыт., 1925, т. 50, вып. 6.
- Кузнецова Л. С., Игнатьев Н. А. О некоторых особенностях доломитизации известняков.— Уч. зап. Пермского ун-та, 1970, № 210.
- Никитин С. Н. Каменноугольные отложения Подмосковного края и артезианские воды под Москвой.— Тр. Геол. ком., 1890, № 5.
- Осипова А. И. Условия образования доломитов в Ферганском заливе палеогенового моря.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4). М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Осипова А. И. О катагенных изменениях нефтеносных карбонатных пород (на примере отложений палеогена Средней Азии).— В кн.: Химия земной коры, т. II. М., «Наука», 1964.
- Осипова А. И., Бельская Т. Н. Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород (на примере нижнекаменноугольных отложений Русской платформы).— Литол. и полезн. ископ., 1970, № 2.
- Пичугин М. С. Конвективные явления в известково-доломитовых отложениях Таллинского горизонта ордовика.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., 1970.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 2. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт).— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4). М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Тр. ГИН АН СССР, 1951, вып. 124.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний).— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4). М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1971, № 5.
- Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Л.— М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Хворова И. В. Доломиты карбона и морской нижней перми западного склона Южного Урала.— В сб.: Типы доломитовых пород и их генезис (Тр. ГИН АН СССР, вып. 4). М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Холодов В. Н., Лисицин А. К., Комарова Г. В., Кондратьева И. А. Об эпигенетической зональности урановых месторождений в нефтеносных карбонатных породах.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11.
- Холодов В. Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М., «Наука», 1968.
- Холодов В. Н. К вопросу о вторичных изменениях пластовых фосфоритов Малого Кара-Тау в зоне гипергенеза.— Литол. и полезн. ископ., 1969, № 6.
- Холодов В. Н. Редкие земли в процессе выветривания фосфоритов Кара-Тау.— Геохимия, 1972, № 5.
- Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973.
- Хсу К. Д. Химизм доломитообразования.— В кн.: Карбонатные породы, т. II. М., «Мир», 1971.
- Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в диантскую эпоху.— Тр. МГРИ, М., 1938, т. 12.
- Alderman A. R., Scinner H. C. W. Dolomite sedimentation on the southeast of South Australia.— Amer. J. Sci., v. 255, p. 561—567, 1957.
- Hewett D. F. Dolomitisation and ore deposition.— Econ. geol., 1928, v. 23.

**МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ И ЭФФУЗИВНЫЕ
ФОРМАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА**

А. С. ВОЙНОВСКИЙ, Б. А. ГОРЛИЦКИЙ, Л. С. КУЗЬМЕНКО

Среди нижнепротерозойских толщ метаморфических пород центральной части Украинского щита выделены образования, соответствующие терригенно-вулканогенной и флишодной формациям. В разрезе первой присутствуют две подформации: нижняя — терригенно-вулканогенная основных эффузивов и верхняя — вулканогенно-терригенная; в разрезе второй — карбонатно-терригенная и терригенно-карбонатная подформации. Полный формационный ряд характерен для площади, располагающейся к западу от Кировоградского разлома; к востоку от него развиты преимущественно образования флишодной формации.

Центральная часть Украинского щита располагается между Криворожско-Кременчугской и Одесско-Белоцерковской структурно-фациальными зонами. В ее пределах установлены Ингульская и Братская синклинали, Новоукраинская и Чигиринская антиклинали и своеобразная структура — Корсунь-Новомиргородский плутон. Впервые для этой территории, совпадающей с зонами минимумов магнитного и гравитационного полей, Г. К. Кужелов (1957) предложил название «Кировоградская блоковая структура». В дальнейшем Г. И. Каляев (1962) эту часть Украинского щита назвал «Кировоградским блоком», для которого в архее характерен протоплатформенный режим, а в нижнем протерозое — опускание и «накатывание» геосинклинали Большого Кривого Рога. М. Н. Доброхотов (1969) рассматривает центральную часть Украинского щита как эвгеосинклиналь Криворожско-Кременчугской геосинклинали, Я. Н. Белевцев (1971) — как нижнепротерозойскую геосинклинальную область. Такая разноречивость представлений относительно истории развития и строения региона обусловлена сравнительно слабой его изученностью.

В 1972—1977 гг. по центральной части Украинского щита составлялись среднемасштабные металлогенические и прогнозные карты, в результате чего получен ряд новых данных по геологическому строению и вещественному составу основных комплексов пород.

В центральной части Украинского щита развиты метаморфические образования, которые большинство исследователей относят к ингульской серии нижнего протерозоя. Наиболее крупные поля их развития выявлены в западной и восточной частях характеризруемого региона. В западной части они слагают площадь Ядлово-Трактемировской магнитной аномалии, западное обрамление Корсунь-Новомиргородского плутона (Звенигородская полоса) и Братскую синклиналь; в восточной части — Ингульскую и Ингулецкую синклинали (см. фигуру).

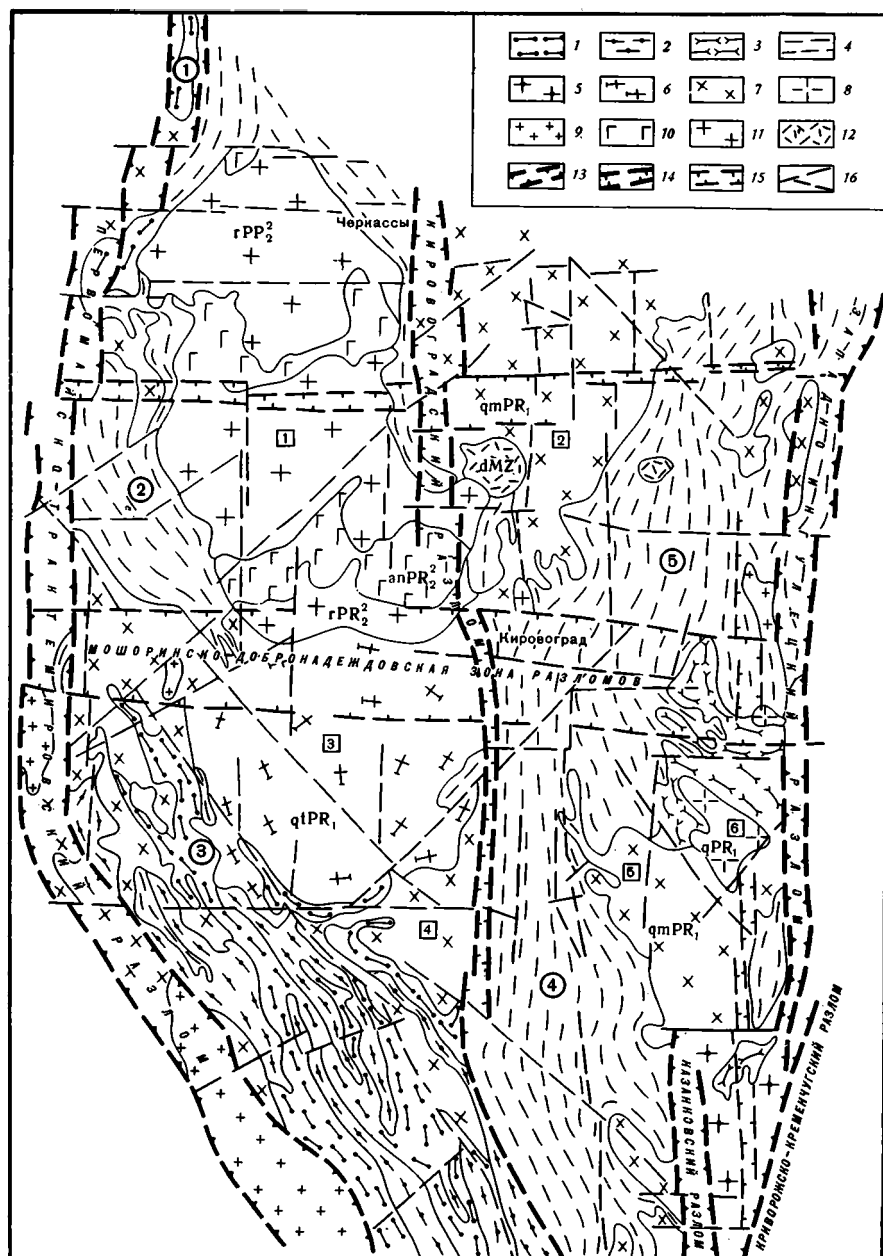
Ввиду близости петрографического состава гнейсов, слагающих рассматриваемые толщи, одним из основных критериев проверки достоверности их отнесения к тому или иному формационному типу приняты

петрохимические и геохимические особенности их. Как известно, реставрация первичного субстрата метаморфических пород только по их петрохимическим характеристикам большей частью обречена на неудачу вследствие конвергентности — получения одинаковых пород разными путями. Точно так же невелика «разрешающая способность» определения первичной природы метаморфических пород исключительно путем анализа распределения микроэлементов. И только совокупность анализа петрографических, петрохимических и геохимических особенностей метаморфических пород иногда приводит к доказательному результату.

Нами наряду с изучением петрографических особенностей обычными методами проведен статистический анализ вещественного состава изучаемых пород с позиций описания и сравнения в них отдельных петрографических и геохимических признаков как совокупности одномерных случайных величин, т. е. описание и сравнение объектов в рамках многомерных статистических характеристик. Обработка данных выполнена с помощью системы АСОД «Комплекс», располагающей достаточным набором необходимых программ для анализа геолого-геохимической информации.

Наиболее интересными и хорошо геологически интерпретируемыми оказались результаты многомерного сравнения изучаемых пород и вычисления так называемых обобщенных расстояний между объектами по методу Р. Миллера и Д. Ж. Кана (1965). Дополненные результаты вычислений удельного вклада отдельных признаков в обобщенный показатель различий между породами, полученные статистические зависимости дают достаточный материал, подтверждающий выдвигаемые на основании петрографических, тектонических и общегеологических данных концепции о формационном расчленении метаморфических пород, облекающих гранитоиды Кировоградского блока с запада и востока. Анализ «обобщенных расстояний» (суммарного показателя многомерного статистического различия между объектами) показал, что петрографически равноименные гнейсы, принадлежащие к какому-либо одному формационному типу (выделяемому, например, по территориальной общности, сходству и постоянству чередования определенного набора разностей пород в разрезе толщ), как правило, близки между собой. Это говорит о том, что литогенетическое единство происхождения при всех флуктуациях в пределах литотипа глинисто-песчанистых или осадочно-вулканогенных образований обладает довольно узким пределом изменчивости петро- и геохимических характеристик по сравнению с межформационными различиями. Достаточно невелики обобщенные расстояния и между породами одноименных формаций, опробованных на территориально разобщенных участках. Это свидетельствует о том, что в данном случае метаморфические процессы имели региональный характер и не нарушали существенные для проводимой нами диагностики черты вещественного состава пород различных типов формаций. В итоге было установлено, что гнейсы различных наименований, относящиеся к флишовой формации, отличаются сочетанием относительно повышенных содержаний CaO и пониженных — Na_2O , FeO , Ni , V . При этом различие пород терригенно-карбонатной и карбонатно-терригенной подформации описывается такими же зависимостями, но при меньшей контрастности содержаний индикаторных окислов и элементов. Несколько менее контрастно, но достаточно проявляется и различие гнейсов флишовой формации от пород вулканогенно-терригенного происхождения по повышенным содержаниям Mn и пониженным Ti , Zn , Cr .

Некоторую дополнительную аргументацию в пользу геохимического единства происхождения петрографически различных гнейсов одноименных формаций дает анализ приводимых ниже формул ассоциаций элементов различных типов изученных пород, вычисленных по методу



Структурно-формационная схема центральной части Украинского щита

Геологические формации и подформации: 1 — терригенно-вулканогенная основных эффузивов и 2 — вулканогенно-терригенная подформации терригенно-вулканогенной формации нижнего протерозоя; 3 — терригенно-карбонатная и 4 — карбонатно-терригенная подформации флишеидной формации нижнего протерозоя; кировоградско-житомирский комплекс; 5 — плагнограниты и плагмиогматиты ($gpPR_1$); 6 — трахитоидные граниты и мигматиты ($gtPR_1$); 7 — порфиробластические граниты и мигматиты ($gmPR_1$); 8 — монцитонитовая подформация гранитной формации нижнего протерозоя (gPR_1); 9 — аплито-пегматонидные граниты ($gaPR_1$); 10 — габбро-анортозитовая формация ($anPR_2$); 11 — формация гранитов рапакиви (rPR_2); 12 — дацитовая вулканогенная (Болтышская и Зеленогайская впадины). Зоны глубинных разломов: 13 — разломы, отделяющие Кировоградский блок от сопредельных структурно-фациальных зон; 14 — разлом, разделяющий одноименную блоковую структуру на две части с различными рядами геологических формаций; 15 — коровые разломы неясной глубинности; 16 — локальные и оперяющие разломы. Синклинальные структуры (цифры в кружках): 1 — Ядрово-Трактемировская; 2 — Звенигородская; 3 — Братская; 4 — Ингульская; 5 —

многократной корреляции, предложенному Л. И. Боровиковым и Ю. К. Бурковым (1968). Как известно, эти формулы состоят из двух частей, в каждой из которых указан порядок связи элементов, принадлежащих соответственно к двум практически независимым друг от друга ассоциациям элементов, характеризующих как бы две основные причины или две группы причин, повлиявшие на формирование данной породы. Все породы, относимые к вулканогенно-терригенной формации, как правило, при всех частных различиях ассоциаций в формациях содержат в одной части формулы группы Ti, Mn, Zn, в другой — Zr, Mo, Ag, Pb, Co. Породы флишовой формации имеют свои характерные группы: в одной части формулы La, Zr, Ce, Y, в другой — Sc, Li, Zn, Cu, Co, Ni. Формулы Ю. К. Буркова редко поддаются интерпретации в терминах определенных геологических процессов, тем не менее они достаточно объективно отражают взаимосвязи элементов вещественного состава, безусловно, имеющие основу в единстве происхождения и последующей истории изучаемых объектов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КИРОВОГРАДСКОГО БЛОКА

В пределах западной части Кировоградского блока (площади Ядлово-Трактемировской магнитной аномалии, Звенигородской полосы и Братской синклинали) среди толщ метаморфических пород В. М. Лазько, В. П. Кирилюк и А. А. Сиворонов (1968) выделяли образования формации гиперстеносодержащих кристаллических сланцев и гнейсов, В. Н. Вербицкий (1973) — нерасчлененной флишовой терригенно-осадочной формации, а В. Н. Кобзарь, В. Б. Коваль и Е. М. Гонимондский (1977) — флишовой. И. С. Усенко с соавторами (1974) высказал предположение, что здесь развиты типичные геосинклинальные образования, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. В результате литолого-формационного анализа, выполненного в процессе металлогенических исследований, среди нижнепротерозойских толщ метаморфических пород по структурному положению и совокупности литологических разностей выделены площади с преобладающим развитием метаморфизованных терригенно-вулканогенных образований и метаморфизованных ритмичнослоистых пород флишовой формации.

Терригенно-вулканогенная формация наиболее широко развита в Братской синклинали и на площади Ядлово-Трактемировской магнитной аномалии. В ней выделено две подформации, нижняя — терригенно-вулканогенная основных эффузивов и верхняя — вулканогенно-терригенная.

Терригенно-вулканогенная подформация основных эффузивов сложена в основном пироксеновыми, биотит-пироксеновыми и графит-биотит-пироксеновыми гнейсами, в меньшей мере — амфиболитами и кристаллическими сланцами. В целом для подформации характерно частое переслаивание пироксеновых гнейсов с кристаллическими сланцами разного состава. В нижней части разреза преобладают пироксен-биотитовые и пироксеновые гнейсы; выше — гранат- и графитсодержащие гнейсы. Пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезин, лабрадор) — 40—48%, ромбического и моноклинного пироксена (преобладает гиперстен) — 5—35%, кварца — 0,35%, биоти-

Ингулецкая. Антиклинальные структуры (цифры в квадратах): 1 — Корсунь-Новомиргородский плутон; 2 — Чигиринский массив порфиробластических гранитов; 3 — Новоукраинский массив трахитоидных гранитов; 4 — Бобринецкий массив порфиробластических гранитов; 5 — Долинский массив порфиробластических гранитов; 6 — Бокованский массив гранитоидных пород

та —15—25%. В виде аксессуаров присутствуют апатит, циркон, сфен, магнетит, сульфиды, калишпат, гранат, графит. Кристаллические сланцы среди гнейсов образуют линзовидные пластовые тела мощностью от нескольких сантиметров до 100—200 м, по простиранию они прослеживаются до 5—6 км, часто будинированы. Контакты с вмещающими их гнейсами четкие. Различаются диопсид-плагноклазовые, гиперстен-плагноклазовые, двупироксеновые, гиперстен-кордиеритовые разновидности, причем преобладают первые две. В отличие от гнейсов характерны более высокая основность плагноклаза и меньшее количество кварца.

Метаморфические образования на площади Ядлово-Трактемировской магнитной аномалии представлены переслаиванием пироксенсодержа-

Таблица 1

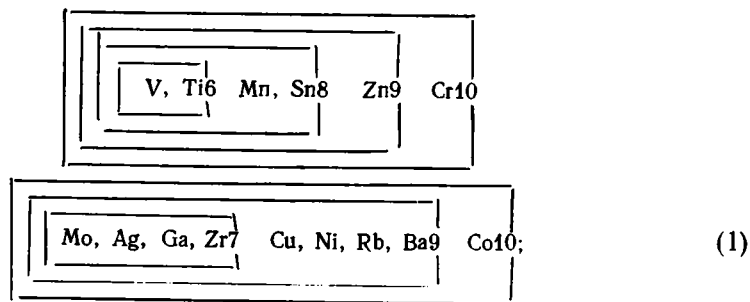
Средний химический состав главных разновидностей метаморфических пород западной части Кировоградского блока, вес. %

Компонент	Ядлово-Трактемировская площадь		Братская синклиналь			Звенигородская полоса	
	пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы	амфиболиты	пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы	амфиболиты	кордиерит-гранат-биотитовые гнейсы	биотит-амфиболитовые гнейсы	биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы
SiO ₂	54,05	50,93	61,88	51,96	60,71	54,46	64,53
TiO ₂	1,04	1,09	1,15	1,47	0,69	0,76	0,61
Al ₂ O ₃	15,83	16,34	15,44	16,51	16,78	15,49	15,32
Fe ₂ O ₃	3,17	3,43	1,51	2,81	1,83	3,38	1,89
FeO	5,78	6,93	6,01	7,53	6,12	4,75	3,85
MnO	0,21	0,06	0,08	0,11	0,03	0,12	0,15
MgO	5,07	5,76	2,73	5,37	3,43	7,36	2,77
CaO	7,03	8,59	4,11	7,08	2,59	4,53	3,63
Na ₂ O	3,17	3,15	3,29	3,28	2,72	2,93	2,80
K ₂ O	2,23	2,04	2,49	1,76	2,24	3,52	2,47
P ₂ O ₅	0,19	0,39	0,29	0,33	0,12	0,22	0,16
SiO ₂	0,25	0,00	0,11	0,00	0,00	0,05	0,11
H ₂ O	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,10
П.п.п.	1,63	1,09	1,07	1,54	1,83	1,96	1,31
Сумма	99,65	99,80	100,21	99,75	99,09	99,53	99,70
Число анализов	27	7	15	1	22	7	18

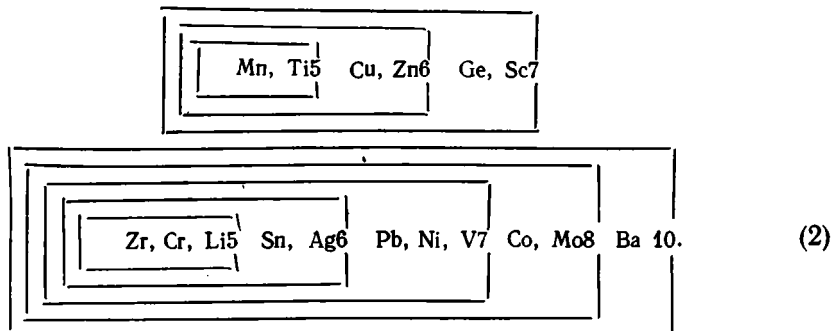
щих гнейсов с амфиболитами и отнесены к терригенно-вулканогенной подформации условно. Среди гнейсов здесь преобладают двупироксеновые разновидности. Переходы амфиболитов к гнейсам обычно постепенные, их мощность изменяется от долей метра до 15 м и редко достигает 200—250 м. Минеральный состав амфиболитов: роговая обманка 40—60%, плагноклаз 20—45, кварц 3—15, биотит 5—10, пироксен (гиперстен, диопсид) 5%, акцессорные — апатит, сфен, циркон, ильменит, сульфиды. Гнейсовые толщи этой площади метаморфизованы в условиях низкотемпературной части гранулитовой фации и плохо сопоставляются с разрезами аналогичных толщ других районов щита (Воробей и др., 1977).

Химические составы пироксеновых гнейсов Братской синклинали по классификации А. Н. Заварицкого относятся к классу пересыщенных SiO₂ пород, бедных щелочами, лейкократовых (табл. 1). Такие же разновидности пород р-на Ядлово-Трактемировской аномалии принадлежат к классу насыщенных, очень бедных щелочами, меланократовых. При этом над калием слабо преобладает натрий. Амфиболиты в пределах всей площади распространения подформации характеризуются сравнительной выдержанностью химического состава и относятся к классу насыщенных SiO₂ пород, очень бедных щелочами, с преобладанием темноцветной составляющей.

Для определения генетической принадлежности пород, слагающих данную формацию, их состав нанесен на диаграммы А. А. Предовского (1971), А. Симонена (Simonen, 1953) и Н. П. Семененко (1966). Основная масса фигуративных точек анализируемых пород на диаграммах расположилась в поле вулканогенных основных пород. По содержанию микроэлементов метаморфические породы терригенно-вулканогенной подформации основных эффузивов характеризуются положительной специализацией — на олово, бериллий, литий, свинец, цинк и иттрий и отрицательной — на никель, медь, кобальт, цирконий. Ассоциации микроэлементов (табл. 2), определенные по методу многократной корреляции, для пироксеновых и пироксен-биотитовых гнейсов Братской синклинали характеризуются следующей геохимической формулой:



для амфиболитов



Вулканогенно-терригенная подформация наиболее развита в Братской синклинали. Представлена преимущественно гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми и гранат-графит-биотитовыми гнейсами с маломощными прослоями гиперстен-биотитовых, диопсидовых и гранат-кордиерит-пироксен-биотитовых разностей. Характерной особенностью гнейсовых толщ, слагающих подформацию, является частая перемежаемость отдельных разностей между собой. Минеральный состав гнейсов характеризуется значительными колебаниями соотношений породообразующих минералов, и поэтому отнесение гнейсов к той или иной разности в ряде случаев условно.

Гранат-биотитовые гнейсы — темно-серые и серые сланцеватые или полосчатые породы. Для них характерны гранобластовые, лепидогранобластовые и реже порфиробластовые структуры. Основные минералы — плагиоклаз, кварц, биотит, гранат; в подчиненном количестве присутствуют микроклин, силлиманит, графит; акцессорные — апатит, циркон, монацит; вторичные — хлорит, мусковит, карбонат.

Гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы преимущественно слагают нижнюю часть разреза подформации и так же, как и биотитовые, характеризуются сланцеватым или грубополосчатым обликом; для них свойственны порфиробластовые структуры с лепидогранобластовой основной

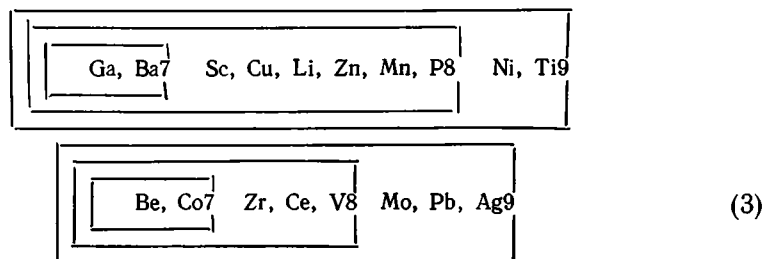
Т а б л и ц а 2

Средние содержания редких и рассеянных элементов в главных разновидностях метаморфических пород западной части Кировоградского блока, $n \cdot 10^{-3} \%$

Район отбора проб	Порода	Число проб	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Sn	Be	Mo	Zr	Li	Y	La	Ba	Sc	Ga	Ge
Ядлово-Тракте- мировская площадь	Пироксеновые и биотит-пиро- ксеновые гнейсы	49	4,68	2,40	4,17	10,12	0,99	0,17	0,12	0,10	8,89	2,50	1,10	3,20	36,37	0,39	0,54	0,15
То же	Амфиболиты	26	4,91	2,33	3,76	13,78	0,40	0,16	0,08	0,10	8,48	1,5	1,07	3,20	25,0	0,50	0,45	0,25
Братская синкли- наль	Пироксеновые и биотит-пиро- ксеновые гнейсы	50	5,1	2,7	3,7	10,9	1,9	1,1	0,2	1,5	17,3	7,5	3,0	5,2	36,5	1,9	2,9	0,1
То же	Амфиболиты	33	9,3	3,1	3,8	7,5	0,8	0,3	0,2	0,1	14,7	0,8	3,5	3,4	38,0	2,1	2,4	0,1
»	Кордиерит- гранат-биотито- вые гнейсы	36	5,34	3,16	4,78	8,97	1,48	0,13	0,09	0,13	10,92	2,49	1,10	3,22	39,02	0,30	0,63	0,15
Звенигородская полоса	Биотит-амфи- боловые гнейсы и сланцы	38	3,7	1,16	4,2	7,5	1,3	0,2	0,1	He опр.	8,4	He опр.	2,3	He опр.	37,8	1,5	1,6	0,1
	Биотитовые и гранат-биотито- вые гнейсы	32	4,68	1,96	5,55	8,54	1,59	0,21	0,13	0,11	17,01	2,79	He опр.	3,52	35,81	0,40	0,69	0,17

массой. По сравнению с биотитовыми гнейсами в них несколько увеличивается количество микроклина — до 5—20% и появляется кордиерит — от 3 до 15%. Для этой разности гнейсов характерна весьма сильная невыдержанность количественных соотношений слагающих ее минералов.

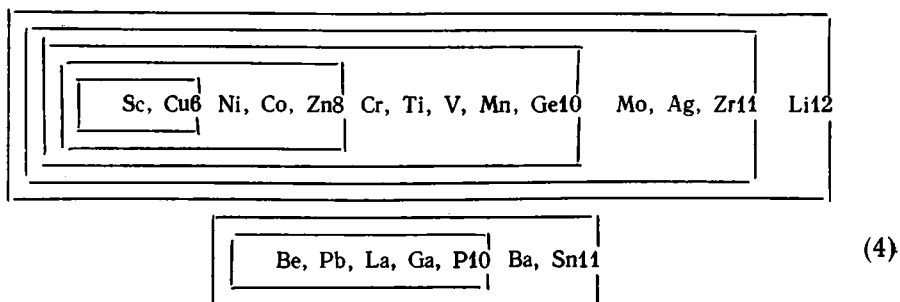
Пироксеновые гнейсы обычно наблюдаются среди гранат-кордиерит-биотитовых в виде будинированных прослоев мощностью 0,5—1 м и редко до 3 м. При геологической съемке 1972—1974 гг. Ф. В. Труцко установил, что для всех литологических разностей гнейсов этой подформации характерно постоянное присутствие графита — от единичных зерен до 3%. Средний химический состав гнейсов описываемой подформации характеризует эти породы как лейкократовые, пересыщенные кремнеземом и глиноземом (см. табл. 1). На диаграммах реконструкции большинство фигуративных точек анализируемых гнейсов расположилось в поле развития песчано-глинистых пород и только в единичных случаях — в поле развития пород основного состава. По содержанию микроэлементов для пород подформации свойственна положительная геохимическая специализация на свинец, олово, бериллий, барий и отрицательная — на никель, медь, кобальт и цинк. Ассоциации микроэлементов по порядку связности характеризуются следующей геохимической формулой:



Таким образом, характер залегания, парагенетические ассоциации минералов, химический состав, содержание и ассоциации микроэлементов в совокупности с данными по расшифровке природы субстрата позволяют сделать вывод, что данная группа пород сформировалась в результате метаморфизма алевроито-пелитовых осадков и в меньшем количестве — основных эффузивов.

Флишоидная формация. Слагает верхнюю часть разреза гнейсовых толщ. Представлена мощной толщей ритмично чередующихся биотитовых гнейсов с биотит-амфиболовыми гнейсами, сланцами и изредка амфиболитами. В разрезе преобладают биотитовые гнейсы. Наиболее широко эта толща развита на площади к востоку от Звенигородка, где она образует полосу протяженностью 60—65 км при ширине до 15—20 км. На остальной части территории они встречаются в виде сравнительно небольших тел, выполняющих ядра синклинальных складок. Эта часть разреза гнейсовых толщ изучалась В. Н. Кобзарем, В. Б. Ковалем и Е. М. Гониондским (1977), которые также рассматривали ее как метаморфизованные образования флишоидной формации. Биотитовые гнейсы темно-серые, серые, мелко- и среднезернистые сланцеватые, нередко полосчатые. Для них характерны лепидогранобластовые структуры, участками с реликтами псаммитовых. Гнейсы состоят из плагиоклаза (30—50%), кварца (30—40%), микроклина (2—15%), иногда присутствуют гранат, силлиманит, кордиерит, амфибол, пироксен; акцессорные — апатит, циркон, сфен, монацит, ортит; рудные — ильменит, магнетит, пирит. Биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы макроскопически обычно более темные, чем биотитовые гнейсы, включают основной плагиоклаз (35—40%), кварц (25—30%), роговую обманку (5—25%, чаще 10—15%), биотита (5—20%), иногда присутствует микроклин

(5—10%); аксессуарные — апатит, сфен, циркон, ортит; рудные — пирит, магнетит, ильменит. По химическому составу биотитовые гнейсы относятся к группе пересыщенных SiO_2 пород, бедных щелочами. По содержанию малых элементов они характеризуются положительной специализацией на свинец, хром, стронций и отчетливо выраженной отрицательной специализацией на никель, медь, олово, бериллий, кобальт, барий. Ассоциации микроэлементов по порядку связности в биотитовых гнейсах имеют следующий вид:



Выполненные исследования по расшифровке природы субстрата в совокупности с текстурно-структурными признаками и сведениями о содержании микроэлементов и их ассоциациями позволяют сделать вывод, что исходным материалом для образования биотитовых гнейсов послужили песчано-глинистые осадки. Амфиболовые гнейсы и сланцы, вероятно, сформировались как за счет переотложенных продуктов изверженных пород основного состава, развитых в Одесско-Белоцерковской зоне, так и за счет вулканогенного материала.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КИРОВОГРАДСКОГО БЛОКА

Метаморфические породы в пределах восточной части Кировоградского блока наблюдаются в виде сравнительно выдержанной полосы протяженностью более 200 км. В южной части она имеет ширину 25—30 км и получила название Ингульской синклинали, в средней — расширяется до 40—50 км и, смещаясь к востоку, прослеживается к северу, уходя за пределы щита (Ингулецкая синклиналь). Литологически среди метаморфических пород восточной части региона различаются биотитовые и амфиболовые гнейсы и пироксеновые (преимущественно диопсидовые) кристаллические сланцы. Преобладающей разностью являются биотитовые гнейсы, пироксеновые и амфиболовые — обычно наблюдаются в виде ритмично повторяющихся подчиненных прослоев и только в р-не р. Боковенька преобладают в разрезе. При предыдущих исследованиях гнейсовые толщи восточной части Кировоградского блока Г. И. Каляев, Л. С. Галецкий и А. Н. Комаров (1974) рассматривали как гнейсифицированные продукты вулканогенно-терригенной формации, по И. М. Эттингфу (1969), толщи пироксеновых и пироксен-биотитовых гнейсов р-на р. Боковеньки и обрамления Верблюжского массива относятся к вулканогенно-кремнистой формации (подформация основных эффузивов и их туфов), а биотитовые гнейсы Ингуло-Ингулецкой полосы — к терригенной, причем последнюю, по его мнению, «можно сопоставлять с флишевой формацией послекембрийских геосинклиналей».

По данным литолого-формационного анализа, выполненного в процессе металлогенических исследований, установлено, что гнейсовые толщи восточной части Кировоградского блока являются метаморфизованными парапородами (флишеидная формация) и хорошо сопоставляются

с верхней частью разреза метаморфических пород западной части региона. При этом пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы относятся к терригенно-карбонатной подформации, а биотитовые — к карбонатно-терригенной.

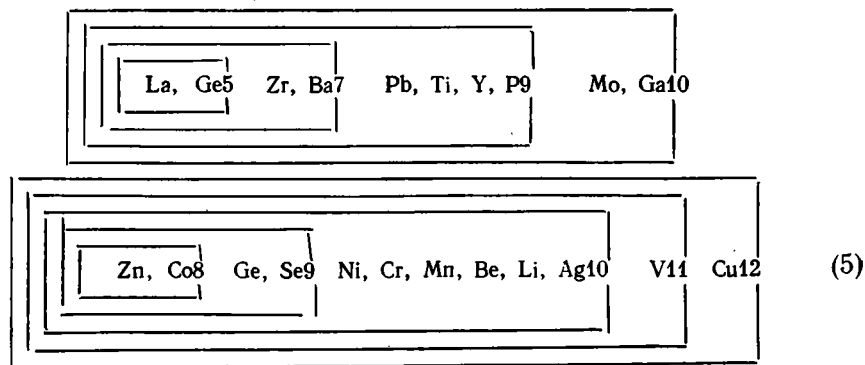
Метаморфизованные образования *терригенно-карбонатной подформации* развиты в обрамлении Боковьянского и Верблюжского массивов гранатов. Они представлены ритмичным чередованием пироксеновых, биотит-пироксеновых и пироксен-биотитовых гнейсов. Пироксеновые

Таблица 3

Средний химический состав главных разновидностей метаморфических пород восточной части Кировоградского блока, вес. %

Компонент	Обрамление Боковьянского района	Ингульская синклиналь		Ингулецкая синклиналь
	биотит-пироксеновые гнейсы	биотит-пироксеновые и амфибол-пироксено- вые гнейсы	биотитовые гнейсы	биотитовые и амфи- бол-биотитовые гнейсы
SiO ₂	64,65	65,37	65,13	61,94
TiO ₂	0,57	0,53	0,61	0,82
Al ₂ O ₃	13,22	14,00	15,23	14,43
Fe ₂ O ₃	1,17	1,29	1,46	1,36
FeO	4,65	3,76	4,22	5,95
MnO	0,11	0,08	0,05	0,09
MgO	2,17	2,84	2,31	3,56
CaO	6,04	5,96	2,72	3,20
Na ₂ O	2,42	1,83	2,98	2,64
K ₂ O	2,57	1,70	3,05	2,74
P ₂ O ₅	0,09	0,06	0,13	0,14
SO ₃	0,00	0,11	0,16	0,26
H ₂ O	0,00	0,33	0,16	0,19
П. п. п.	1,68	1,43	1,48	2,16
Сумма	99,34	99,29	99,68	100,38
Число анализов	11	15	29	22

гнейсы здесь по сравнению с таковыми, развитыми в основании разреза гнейсовых толщ западной части региона, характеризуются более лейкократовым составом, преобладающей разностью пироксена является диопсид. Эти особенности отражаются и на химическом составе пироксеновых гнейсов (табл. 3) — класс пересыщенных SiO₂ пород, бедных щелочами. Кроме этого, различия проявляются в содержаниях микроэлементов и, особенно, в их ассоциациях по порядку связности (табл. 4). Последние для биотит-пироксеновых гнейсов характеризуются следующей геохимической формулой:



Выполненными исследованиями по расшифровке природы первичного субстрата выявлено, что большинство фигуративных точек этих пород

Таблица 4

Средние содержания редких и рассеянных элементов в главных разновидностях метаморфических пород восточной части Кировоградского блока ($n \cdot 10^{-3}\%$)

Район отбора проб	Порода	Число проб	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	Sn	Be	Mo	Zr	Li	Y	La	Ba	Sc	Ga	Ge
Обрамление Боксвясского массива гранитов	Биотит-пироксеновые гнейсы	30	4,21	1,25	2,72	4,93	1,79	0,14	0,10	0,08	12,1	1,30	1,30	4,45	45,5	0,31	0,14	0,14
Ингульская синклиналь	Биотит-пироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы	53	3,62	1,39	3,0	6,4	3,55	0,34	0,27	0,09	10,0	He опр.	2,54	4,78	65,5	1,26	He опр.	He опр.
То же	Биотитовые гнейсы	86	3,6	0,85	1,3	5,6	1,4	0,4	0,4	0,07	11,0	1,25	1,8	3,3	50,0	0,8	»	
Ингулецкая синклиналь	Биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы	34	5,06	1,50	2,96	5,17	1,58	0,19	0,11	0,07	12,20	3,58	1,12	He опр.	43,58	0,33	»	»
То же	Пироксеновые гнейсы	42	3,6	1,7	6,0	8,7	4,3	He опр.	0,3	0,1	5,7	He опр.	2,5	2,2	100	1,3	2,0	»

Примечание. Геохимические пробы анализировались приближенно-количественным спектральным методом в лаборатории Киевской геологической экспедиции треста «Киев-геология». Статистическая обработка анализов произведена на ЭВМ по программе Б. А. Горлицкого и других в лаборатории исследований.

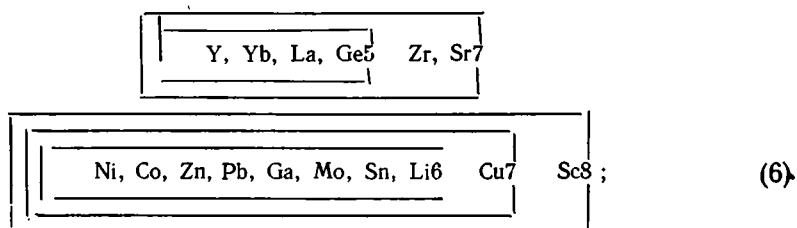
занимают поля развития песчаных, карбонатных и в меньшей мере песчано-глинистых и вулканогенных пород.

Метаморфизованные образования *карбонатно-терригенной подформации* слагают большую часть Кировоградского блока. Они представлены сравнительно выдержанной по составу толщей биотитовых гнейсов, среди которых в виде подчиненных прослоев присутствуют биотит- и амфибол-пироксеновые разности. Мощность таких прослоев обычно изменяется от нескольких сантиметров до 2—3 м, редко до 10 м.

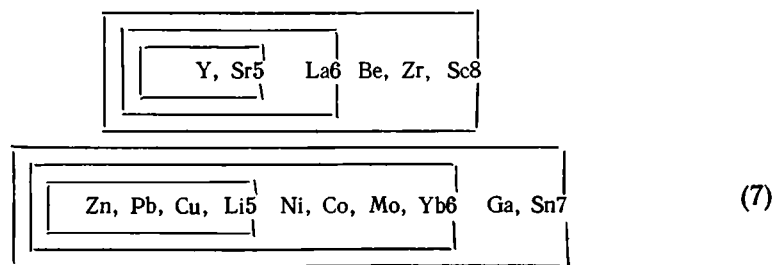
Биотит-плагиоклазовые гнейсы равномерно-мелкозернистые темно-серые, сланцеватые, лепидогранобластовые, гранолепидогранобластовые и реже гетеробластовые. Состоят из полевого шпата (30—35%), кварца (15—40%), биотита (15—40%); акцессорные — апатит, сфен, циркон, турмалин; вторичные — серицит, хлорит, эпидот. В гнейсах также встречаются графит, гранат, карбонат, причем в некоторых случаях (Ингулецкая синклиналь) количество последнего бывает настолько велико, что породы вскипают в HCl. По минералогическому составу, структурным и текстурным признакам эти породы подобны биотитовым гнейсам Звенигородской полосы и отличаются от них только наличием прослоев пироксеновых, пироксен-биотитовых, кордиерит-биотитовых и гранат-биотитовых разностей.

Пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы этой подформации обычно темно-серио-зеленые массивные, со слабо выраженной сланцеватостью и гранобластовой или гетерогранобластовой структурой. Состоят из пироксена, плагиоклаза, кварца, биотита, карбоната и амфибола; акцессории — апатит, сфен и изредка циркон и турмалин. По содержанию микроэлементов биотитовые и пироксеновые гнейсы существенно не различаются между собой, для них свойственна положительная специализация на свинец, хром, стронций и отрицательная — на никель, медь, олово, бериллий, кобальт, барий. Ассоциации микроэлементов по порядку связности в этих породах характеризуются следующими формулами:

в биотитовых гнейсах



в пироксеновых



Приведенные формулы принципиально не отличаются и могут указывать на близость условий образования этих пород. Учитывая минеральный состав, текстурно-структурные признаки, петрохимические параметры, содержания редких и рассеянных элементов и их ассоциации, а также данные по расшифровке природы субстрата, можно сделать вы-

вод, что исходным материалом для образования биотитовых гнейсов послужили песчано-глинистые осадки (переотложенные продукты разрушения изверженных пород). Пироксеновые разности этой толщи гнейсов, вероятно, сформировались за счет метаморфизма известково-глинистых осадков. Амфибол-пироксеновые и амфиболовые гнейсы по форме залегания и характеру минералого-петрографических особенностей принципиально не отличаются от пироксеновых и, по-видимому, образовались за счет их регрессивного метаморфизма.

ВЫВОДЫ

1. Среди нижнепротерозойских толщ метаморфических пород центральной части Украинского щита могут быть выделены образования, соответствующие терригенно-вулканогенной и флишеидной формациям. Первые наиболее полно развиты к западу от Кировоградского разлома, вторые — к востоку от него.

2. В западной части Кировоградского блока (к западу от одноименного разлома) развит полный формационный ряд, в восточной — преимущественно образования флишеидной формации (карбонатно-терригенная и терригенно-карбонатная подформации). В качестве нижней части формационного ряда здесь, вероятно, следует рассматривать гнейсовые толщи ингулецкой серии, развитые непосредственно к востоку от Кировоградского блока — в пределах Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н., Рудницкий П. М., Сухинин А. Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. — Геол. ж., 1971, т. 31, вып. 2.
- Боровиков Л. И., Бурков Ю. К. Генезис и классификация осадочных пород. — Докл. сов. геологов на XXIII сес. МГК. М., «Наука», 1968.
- Вербицкий В. Н. Реконструкция протосубстрата гнейсифицированных формаций докембрия (на примере Звенигородско-Анновской тектоно-метасоматической зоны). — Геол. ж., 1973, т. 33, вып. 4.
- Войновский А. С. К вопросу о стратиграфическом расчленении гнейсовых толщ Ингуло-Ингулецкого района. — Геол. ж., 1972, т. 32, вып. 5.
- Войновский А. С. О субстрате пироксеновых гнейсов северной части Ингуло-Ингулецкого района Украинского щита. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2.
- Воробей А. И., Фомин А. Б., Щербаков И. Б. Природа Ярлово-Трактемировских магнитных аномалий. — Геол. ж., 1977, т. 37, вып. 4.
- Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 4.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. ГОНТИ, Л. — М. — Новосибирск, 1933.
- Каляев Г. И. Формации и элементы тектонической структуры Украинской железорудной тектонической провинции. — Сов. геология, 1962, № 11.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Каляев Г. И., Галецкий Л. С., Комарова А. И. Кировоградская металлогеническая область. — В кн.: Металлогения Украины и Молдавии. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Кобзарь В. Н., Коваль В. Б., Гонимондский Е. М. О литологической природе гнейсов Кировоградской структурно-формационной зоны и их геологической позиции. — Геол. ж., 1977, т. 37, вып. 3.
- Кужелов Г. К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита. — Сов. геология, 1957, 59.
- Лазько Э. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокومتаморфизованных комплексов раннего докембрия. — В кн.: Геология докембрия, М., «Недра», 1968.
- Миллер Р. и Кан Д. Ж. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.
- Предовский А. А. Реконструкция первичного состава метаморфизованных суперкрупных образований по петрогенным элементам. — В кн.: Стратиграфическое рас-

- членение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971.
- Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, «Наукова думка», 1966.
- Усенко И. С., Белевцев Р. Я., Бернадская Л. Г. и др. Классификация геологических формаций Украинского щита.— Геол. ж., 1974, т. 34, вып. 1.
- Этингоф И. М. О тектонике докембрия в Ингуло-Ингулецком районе.— Геол. ж., 1969, т. 29, вып. 1.
- Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic early archean supracrustal rocks in South — Western Finland.— Bull. Commiss. geol. Finlande. 1953. No. 160.

Центральная тематическая
экспедиция МГ УССР
Институт геохимии
и физики минералов АН УССР
Киев

Дата поступления
28.II.1979

УДК 552.14

**ОПЫТ НОВОЙ ВЕЩЕСТВЕННО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ
КЛАССИФИКАЦИИ КОНКРЕЦИЙ И КОНКРЕЦИОННЫХ ПОРОД
(в порядке обсуждения)**

Я. Э. ЮДОВИЧ

Предложена новая классификация конкреционных образований, построенная на параметре Д — количестве конкрецитообразователя. Классификация обладает большой общностью и позволяет разделить конкреции, конкрецитообразные (конкреционные) породы и нормальные осадочные породы.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время изучению конкреций уделяется большое внимание, что обусловлено их высокой литогенетической информативностью, а также практическим значением ряда конкреций как осадочных руд.

В этой связи стали ощутимы недостатки существующих классификаций конкреций, имеющих, в частности, ограниченное применение — либо для конкреций определенного состава (например, для карбонатных или фосфатных), либо для конкреций определенных формаций (например, угленосных). Правда, этот недостаток, по-видимому, вскоре будет устранен, ибо А. В. Македонов (1973) предложил матричный принцип классификации конкреций, с помощью которого можно, по замыслу автора, охватить конкреции любого состава с самыми разнообразными морфотекстурными признаками.

Однако, по нашему мнению, в настоящее время *проблема состоит не столько в классификации явных, бесспорных конкреций, сколько в сопряженной классификации конкреций и осадочных пород.*

Определим вначале, что такое конкреция. По этому вопросу полного единодушия у исследователей нет. Г. И. Бушинский называет конкрециями «округлые или иной формы минеральные выделения, образовавшиеся в осадочных породах (или в илах) и более или менее отличные от них по своему составу или строению» (1962, с. 230—231). А. В. Македонов дает более подробное определение: «Конкрециями называются аутигенные (хемо- или биохемотропные) минеральные стяжения, ясно отличающиеся от вмещающей среды (породы, почвы) по составу, форме и другим признакам и ясно от нее отграниченные. Они растут в разных направлениях более или менее концентрически вокруг одного или множества центров роста за счет концентрации рассеянных во вмещающей среде компонентов» (1973, с. 99). Делая акцент на линейно-концентрическом механизме роста конкреций, А. В. Македонов не относит к конкрециям многие из аутигенных образований (например, друзы кристаллов), которые Г. И. Бушинский причисляет к конкрециям. Есть и другие разногласия между двумя этими определениями (требование обязательного отличия конкреций по составу от вмещающей породы у А. В. Македонова и менее жесткое требование различия либо по составу

ву, либо по строению — у Г. И. Бушинского. Однако как эти, так и другие авторы согласны в том, что конкреции формируются за счет процессов концентрации (сгущения) первоначально рассеянного минерального вещества, которое А. В. Македонов называет *конкрециеобразователем*.

В практике литологических исследований, взяв за основу то или иное определение конкреций, их классифицируют, выбрав те или иные признаки (чаще всего состав и морфологию). «В основу классификации приходится класть ограниченное число признаков, важнейшие из них. Но степень важности того или иного признака оценивается различными авторами по-разному и в значительной мере зависит от целей исследования» (Бушинский, 1962, с. 230).

В данном случае наша цель — построить такую классификацию конкреций, в которой были бы точно определены *соотношения между конкрециями и неконкрециями*, т. е. обычными осадочными породами. Сделать это необходимо по следующим причинам.

Во-первых, существуют «субконкреции» — переходные формы между конкрециями и вмещающими породами, которые представляют собою или первую фазу роста конкреции в условиях малого поступления конкрециеобразователя, или ореолы концентрации вещества вокруг растущей конкреции (Македонов, 1973). Г. И. Бушинский (1962) такие образования (фосфоритовые, опалово-халцедоновые) назвал «очагами».

Во-вторых, имеются пластообразные, так называемые конкреционные прослои, в частности такой распространенный их тип, как «слитные прослои» (Македонов, 1973). К ним А. В. Македонов относит и такие образования, как кирасы, различного рода минеральные коры и их ископаемые аналоги. Признаки, по которым конкреционные пласты отличаются от обычных пластов, не всегда диагностичны (а главное, их не всегда удастся проследить, например, в ядрах скважин).

В-третьих, имеется обширная группа осадочных пород, которые, не будучи «субконкрециями», по составу практически не отличаются не только от последних, но и от настоящих, морфологически выраженных конкреций. Как классифицировать эти породы?

Таким образом, наличие многочисленных промежуточных по составу образований между типичными конкрециями и обычными осадочными породами, в случае отсутствия ясной морфологической грани между ними, заставляет искать *общий принцип*, на котором можно было бы построить классификацию как типичных, так и нетипичных конкреций и вмещающих их пород.

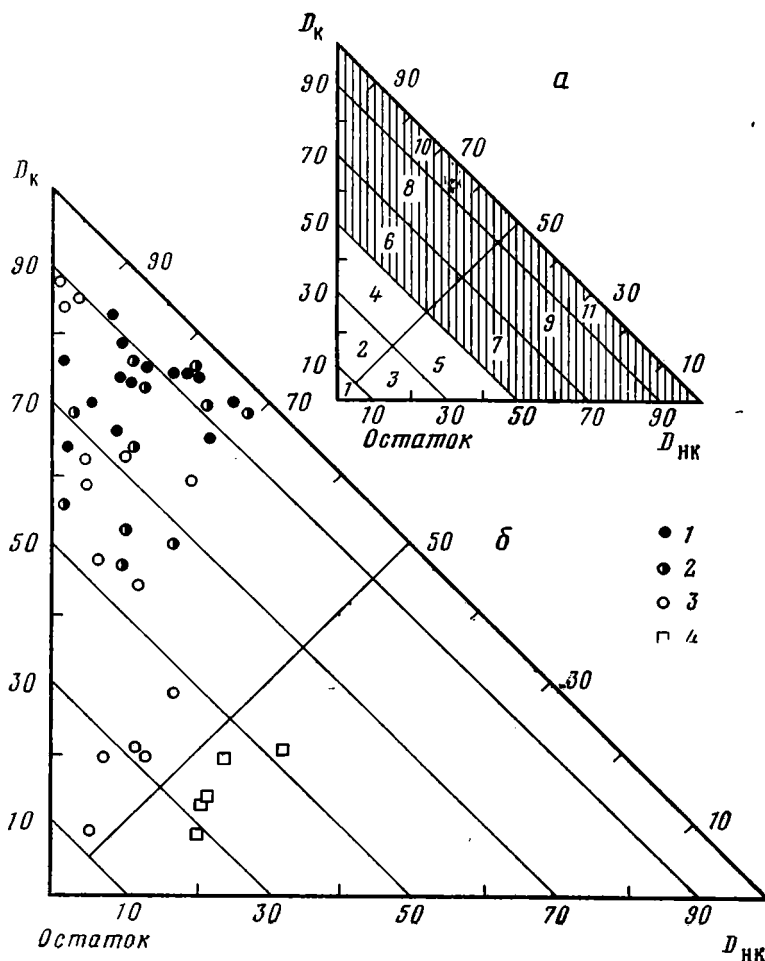
ПРИНЦИП КЛАССИФИКАЦИИ

В основу классификации мы предлагаем положить интегральный признак, тесно связанный с образованием любой конкреции. Таким признаком является *количество конкрециеобразователя*, или, другими словами, количество аутигенного материала.

Пусть, например, имеется конкреция, минеральный состав которой приведен в таблице.

Количество конкрециеобразователя будет (при прочих равных условиях) тем больше, чем интенсивнее проявился конкреционный процесс, который, как известно (Бушинский, 1973), может протекать либо как пассивное заполнение пор, либо как агрессивное метасоматическое замещение конкрециеобразователем вещества матрицы. Сумму компонентов конкрециеобразователя мы обозначаем D (ибо большинство конкреций — диагенетические) и строим классификацию по образцу классификации карбонатных пород (Теодорович, 1958).

Итак, в любой осадочной породе, определив ее минеральный состав (либо путем подсчета в шлифе, либо пересчетом химического ана-



Фиг. 1. а — Прямоугольный классификационный треугольник, заштрихованы поля конкреций, $D > 50\%$; б — положение точек составов кожимских сидеритовых конкреций. Существенно карбонатные конкреции с содержанием нормативного CaCO_3 : 1 — менее 10, 2 — 10—30, 3 — более 30%, 4 — существенно некарбонатные (фосфатные, шамозитовые и др.) конкреции

лиза), можно вычлениить долю аутигенного, конкрецнеобразователя Д и долю остатка — седиментогенной матрицы С. Величина Д и составляет основу предлагаемой классификации. Очевидно, что величина Д максимальна в типичных конкрециях, где основная часть минералов суть хемогенные (постседиментационные), и минимальна — в нормальных осадочных породах.

В состав Д могут входить различные минералы: карбонаты, силикаты, сульфиды, фосфаты, окислы, сульфаты и др. Поскольку карбонатсодержащие конкреции распространены шире остальных, то для целей классификации имеет смысл различать в величине Д две основные разновидности: существенно карбонатную ($D_K \geq 0,5 D$) и существенно некарбонатную ($D_{НК} < 0,5 D$). Так, в приведенном выше примере $D_K = 5\%$, $D_{НК} = 10 + 30 + 5 + 5 = 50\%$.

Предлагаемая классификация изображена на треугольнике (фиг. 1, а). В вершине прямого угла помещен остаток С, на катетах откладываются параметры D_K и $D_{НК}$. Используя границы, традиционно принятые в классификациях карбонатных пород (Теодорович, 1958), в треугольнике можно выделить 11 классов.

Расчет количества конкрецеобразователя Д

Минералы	Вес. %	Минералы	Вес. %
Аутигенные (цемент)		Седиментогенные (наполнитель)	
Шамозит	10	Кварц	10
Сидероплезит	30	Гидрослюда + каолинит	30
Кальцит	5	Прочие (акцессорные и ближе не определенные)	5
Фосфат кальция	5		
Пирит	5		
Итого Д 55		Итого С 45	
		Всего 100	

Класс 1, $D < 10\%$ — осадочные горные породы любого состава.

Классы 2 и 3, $D = 10-30\%$ — слабоконкрециодные породы и слабоконкреционные тела. Конкрециодные, т. е. «конкрециеподобные» породы — это обычные пластообразные образования, непохожие на конкреции морфологически, но с повышенным содержанием аутигенного цемента. Они могут оказаться и конкреционными по генезису, т. е. представлять собою «слитные конкреционные прослои» в терминах А. В. Македонова, но могут и не иметь отношения к конкреционному процессу:

Конкрециодные породы $\begin{cases} \nearrow \text{истинно конкреционные породы} \\ \searrow \text{неконкреционные породы} \end{cases}$

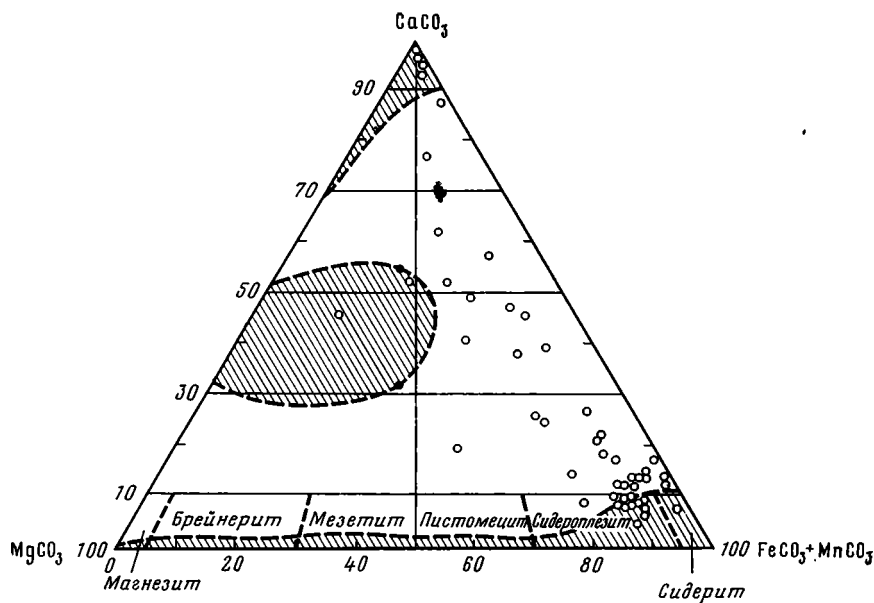
«Телом» называем образования, явно морфологически отличающиеся от вмещающих пород, не имеющие простой пластообразной формы. Другими словами, «тело» — это конкреция в старом понимании. Например, пласт карбонатного песчаника, не имеющий видимого выклинивания и содержащий 25% карбоната, будет называться «слабо конкрециодным существенно карбонатным песчаником», а «каравай» карбонатного песчаника с тем же содержанием карбоната — «слабо конкреционным существенно карбонатным телом».

Классы 4 и 5, $D = 30-50\%$ — конкрециодные породы и конкреционные тела, соответственно существенно карбонатные и существенно некарбонатные. Эти классы гомологичны классам 2 и 3, differing лишь большим содержанием конкрецеобразователя.

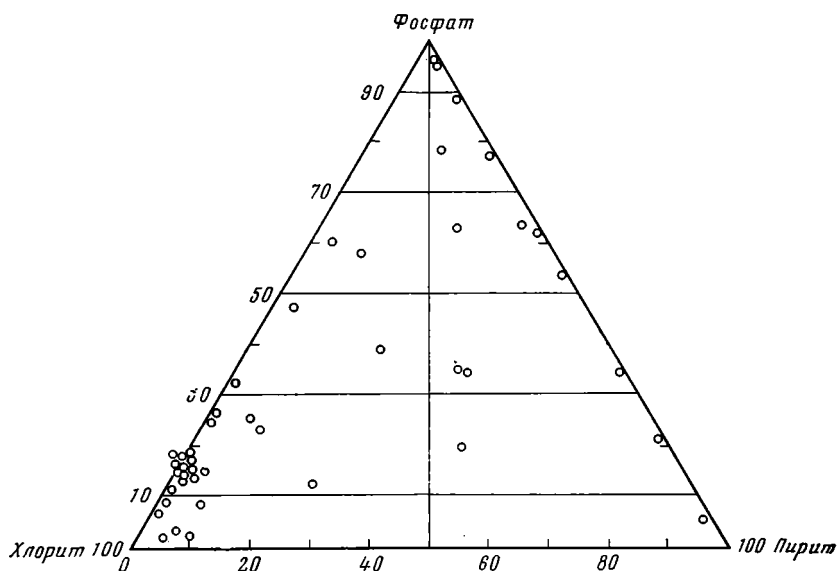
Итак, образования, содержащие менее 50% конкрецеобразователя, в нашей классификации называются не конкрециями, а конкреционными телами. С другой стороны, осадочные породы, внешне, может быть, и непохожие на конкреции, но содержащие 10—50% постседиментационного цемента (диагенетического или даже в каких-то случаях катагенетического) называются не просто породами, а конкрециодными (или слабо конкрециодными) породами.

Классы 6 и 7, $D = 50-70\%$ — породные конкреции (песчанистые, алевролитистые, глинистые, известковистые, доломитистые, кремнистые и др.), соответственно существенно карбонатные и существенно некарбонатные.

Например, стяжение, содержащее 40% седиментационного кремнистого вещества, 55% аутигенного барита, 2% аутигенного фосфата и 3% аутигенного пирита, будет называться «баритовая кремнистая конкреция». Стяжение, включающее 30% седиментационного кальцита,



Фиг. 2. Треугольник состава D_k и положение на нем точек кожимских конкреций. Заштрихованы поля однофазовых карбонатов, по данным А. Н. Винчелла (1949) и П. В. Зарицкого (1970)



Фиг. 3. Треугольник состава $D_{нк}$ и положение на нем точек состава кожимских конкреций

5% седиментационного глинистого вещества, 60% диагенетического кремнезема, 5% диагенетического пирита, будет называться «кремневая известковистая конкреция». Стяжение, состоящее из 30% алевритового обломочного кварца, 50% аутигенного шамозита, 15% аутигенного сидерита, 5% аутигенного пирита, будет называться — сидерит-шамозитовая алевритистая конкреция.

Классы 8 и 9, $D=70-90\%$ — слабо породные конкреции. Эти классы гомологичны классам 6 и 7, отличаясь только большим содержанием конкреццеобразователя. Например, стяжение, содержащее 85% аутигенного кальцита и 15% песчаного материала, будет называться «кальцитовая слабопесчанистая конкреция».

Классы 10 и 11, $D>90\%$ — собственно конкреции. Например, стяжение, содержащее 6% седиментогенного глинистого вещества, 80% аутигенного сидероплезита, 10% аутигенного шамозита, 3% аутигенного пирита, 1% аутигенного фосфата, будет называться «шамозит-сидероплезитовая конкреция»; при содержаниях шамозита 50%, сидерита 40% — «сидерит-шамозитовая конкреция».

Как нам представляется, предлагаемая классификация имеет ряд достоинств: а) общность — в ней найдут свое место любые конкреции из различных осадочных пород; б) простота — всего 11 классов; в) преемственность, ибо значения границ 90, 70, 50, 30 и 10% заимствованы из классификации карбонатных пород и давно уже общеупотребительны; г) гибкость, так как эта классификация представляет собой первый этап: она позволяет проводить дальнейшее классифицирование всех трех параметров. Например, терригенный остаток можно, вслед за А. И. Сидоренковым (1976), подразделить на песчаный (песчано-алевритовый), глинисто-песчаный (глинисто-алевритовый) и глинистый. Состав карбонатного конкреццеобразователя классифицируется на общеупотребительном треугольнике $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3\text{—(Fe+Mn)CO}_3$. Состав некарбонатного конкреццеобразователя — на любом другом треугольнике, например барит — пирит — фосфат+прочие; силикат — пирит — фосфат+прочие; кварц — пирит — фосфат+прочие и т. д. Наконец, классификация конкреций органично вписывается в классификацию осадочных пород путем выделения переходных образований (классы 2—5) — конкреццеидных (и слабо конкреццеидных) пород. Однако это обстоятельство уже далеко не безобидно и далее будет обсуждено особо.

Как пример практического использования предлагаемой классификации на фиг. 1, б, 2, 3 показаны составы сидеритовых конкреций из отложений S_1 на р. Кожим (Приполярный Урал). Более подробную информацию о породах и конкрециях можно найти в публикациях А. А. Чумакова (1948) и М. В. Багдасаровой (1966).

На треугольнике составов карбонатов (см. фиг. 2) обнаруживается возможность выявления по валовому химическому составу присутствия более чем одной карбонатной фазы. Попадание точки состава за пределы полей изоморфных смесей и двойных солей однозначно указывает на то, что в конкреции присутствует минимум два карбонатных минерала. На фиг. 2 по литературным, в общем очень приблизительным данным (Винчелл, 1949; Зарицкий, 1970) нанесены поля однофазовых карбонатов рядов $\text{MgCO}_3\text{—FeCO}_3$, $\text{CaCO}_3\text{—MgCO}_3$ и $\text{CaCO}_3\text{—FeCO}_3$, а также весьма неопределенное поле двойных солей типа анкерита и «железистого доломита». Как можно видеть, в кожимских конкрециях преобладают сидероплезитовые (чистый сидерит очень редок) и двухфазные кальцит-сидероплезитовые или сидероплезит-кальцитовые, наблюдаются и кальцитовые с небольшими изоморфными примесями MgCO_3 и FeCO_3 . Только две точки попадают в предполагаемое анкеритовое поле, но и они могут (при уточнении конфигурации этого поля) оказаться не однофазовыми. На фиг. 3 показано соотношение между тремя некарбонатными конкреццеобразователями: лептохлоритом, пиритом и фосфатом. Выясняется независимость содержания фосфата от соотношения минералов Fe, а также «поляризация» составов, т. е. преобладание практически двухфазных (фосфат+хлорит или фосфат+пирит) составов, при подчиненном количестве трехфазных.

Критически оценивая изложенное выше, можно предвидеть ряд вопросов.

1. Не приведет ли использование параметра D к объединению в том или другом классе классификации конкреций, совершенно несходных генетически? Ведь одной и той же величиной D , например 60%, могут обладать конкреции из угольного пласта и из безугольной морской толщи; близкие по составу конкреции-образователи образования могут иметь разную D и т. д.

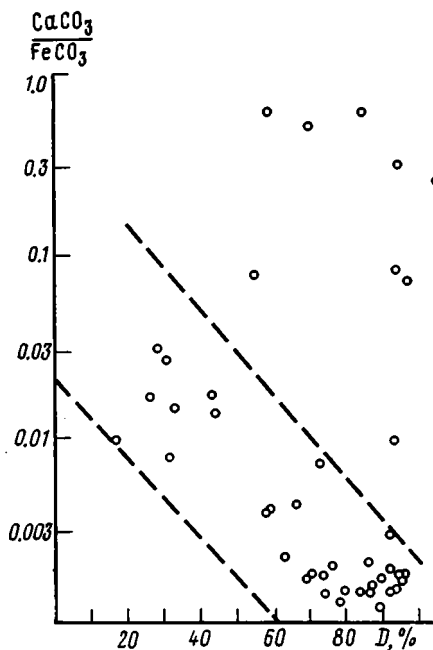
Думается, что не приведет. Ведь в классификации карбонатных пород использование нерастворимого остатка в качестве параметра несколько не мешает дальнейшему классифицированию, в том числе и генетическому. Например, одна только группа чистых известняков (т. е. пород, содержащих не более 5% нерастворимого остатка и не более 5% $MgCO_3$ от суммы карбонатов) подразделяется на множество генетических типов.

Литологическая традиция, имеющая глубокий смысл, состоит в том, что сначала мы должны все-таки называть породу на основании ее состава, и лишь затем дать ей генетическую интерпретацию.

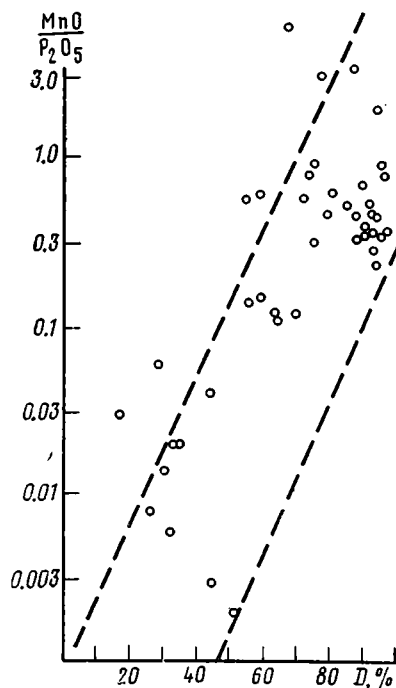
Однако важно подчеркнуть, что величина D отнюдь не является чисто формальным параметром¹. Как отмечает А. В. Македонов (1973), наивысшее содержание конкрецеобразователя характеризует *седиментационные конкреции*, а наинизшее — обычно *позднедиагенетические*; раннедиагенетические конкреции, очевидно, занимают промежуточное положение. Можно определенно сказать, что и среди этой преобладающей группы конкреций, при прочих равных условиях (в частности, при сопоставимых значениях первичной пористости осадка), величина D отражает *интенсивность диагенетического процесса*, поэтому естественно ожидать, что величина D обнаружит глубокие связи с химико-минеральным составом конкреций. Так, для кожмских конкреций определенно прослеживается связь между D и числом конкрецеобразователей: чем выше D , тем меньше число минералов-конкрецеобразователей, или резче преобладание ведущего минерала. Как видно на фиг. 1, б, существенно сидероплезитовые раннедиагенетические кожмские конкреции отличаются повышенной величиной D ; конкреции (более поздние?) с заметной примесью $CaCO_3$ отличаются и более низким D . При более дробном разделении конкреций по составу эти зависимости видны отчетливее. Так, на фиг. 4 видна четкая зависимость между $CaCO_3/FeCO_3$ и D для одной группы конкреций, и отсутствие такой зависимости — для другой. Первая группа отвечает как раз сидероплезитовым конкрециям, а вторая — существенно кальцитовым или доломит-кальцитовым. На фиг. 5 видна отчетливая зависимость между величинами MnO/P_2O_5 и D : оказывается, это отношение растет по мере роста D . Вполне вероятно существование и ряда других подобных зависимостей.

2. Параметр D определяется как сумма всех постседиментационных компонентов. Но в числе их окажутся и поздние катагенетические новообразования, в частности эпигенетические карбонатные цементы, известные, например, в песчаных толщах мезозоя Западной Сибири (Лебедев и др., 1976), ангидритовые песчаники из подсолевых толщ и даже регенерационные кварцевые цементы. Как быть с такими породами?

¹ Но формальные границы полей, взятые из классификации карбонатных пород. Так, по данным А. И. Сидоренкова (1976), располагавшего большим статистическим материалом, в случае D_k граница между конкрециями и рассеянной цементацией проходит не по 30, а по 25% карбонатного цемента.



Фиг. 4



Фиг. 5

Фиг. 4. Зависимость D — $\text{CaCO}_3/\text{FeCO}_3$ для кожимских конкреций
Здесь, а также на фиг. 5 пунктиром показана эмпирическая зона регрессии

Фиг. 5. Зависимость D — $\text{MnO}/\text{P}_2\text{O}_5$ для кожимских конкреций

Для пород с повышенным D , генезис которых не всегда очевиден, в классификации предусмотрено использование гибкого термина «конкрециодный» — конкрециеподобный. В одних случаях окажется, что конкрециодные породы по своему происхождению не имеют отношения к конкрециям (например, песчаники с ангидритовым цементом), в других же они окажутся настоящими конкреционными породами (например, прослой песчаников с карбонатным цементом в глинистой толще).

Конкреционные цементы могут возникать на разных стадиях литогенеза, поэтому в отношении карбонатных и других поздних цементов мы не видим принципиального ограничения классификации. Поскольку в настоящее время признают, что конкреции могут формироваться и в катагенезе под действием подземных вод (Македонов, Зарицкий, 1977), то правомерно включить и катагенетическое хемогенное вещество в состав конкрециеобразователя. Также не видно ограничения для охвата классификацией образований (конкреционных пород!) с явно метасоматическими цементами: ведь и в типичных конкрециях явления метасоматоза нередко очень сильны (Бушинский, 1976)².

² Не исключено, впрочем, что литологи-нефтяники, развивающие представления о катагенетическом происхождении конкреционных линз и пластоподобных конкреционных тел в песчаных отложениях мезозоя Западной Сибири, несколько преувеличивают действительный вклад процессов катагенеза. Так, в диссертации В. Н. Высоцкого (1978) приведены убедительные данные, позволяющие трактовать большинство таких образований как диагенетические. Такого же мнения придерживается А. И. Сидоренков, изучивший тысячи конкреций этого региона (Сидоренков, 1975, 1976; Сидоренков, Высоцкий, 1976). Известно, что для формирования крупных тел в катагенезе требуется большой привнос вещества (например, CO_2), так как ресурсов растворенных солей и органического вещества самой породы для этого явно недостаточно (Бушинский, 1954, 1962).

3. Включение в классификацию «конкреционных пород» уничтожает грань между рассеянным цементом и тем же веществом, стянутым в конкреции. Не слишком ли это упрощает классификацию? Ведь хорошо известно, что эти вещества сходны, но не тождественны (Зарицкий, 1977).

Этот вопрос нам представляется наиболее серьезным для классификации. Для его решения было бы достаточно установить, что между рассеянными цементами и конкрециями больше сходства, чем различия. Хотя уверенно утверждать это трудно, литература о конкрециях (в особенности о наиболее крупных — мегаконкрециях) полна указаний на отсутствие принципиальной грани между конкреционными породами и собственно конкрециями. В сущности разница только в том, что в типичных конкрециях центров роста один или немного, а в конкреционных породах — множество; если они рассеяны неравномерно, то получится конкреционная порода с микроконкрециями, а если равномерно — та же конкреционная порода без микроконкреций.

А. В. Македонов пишет: «К мегаконкрециям относятся многие образования, описываемые как осадочные или метасоматические «линзовидные пласты», «линзы», «шток», возможно, некоторые «роллы», а также «участки повышенной цементации» ... Конкреционные сростки и скопления часто образуют «коры», «плиты» и «пласты», которые нельзя смешивать с «корами», «плитами» и «пластами» неконкреционного происхождения...», но тут же добавляет: «но морфологически они часто очень сходны, а генетически связаны постепенными переходами» (1976, с. 5). В другой работе А. В. Македонов, указывая, что от пластовых хемогенных тел и всех других минеральных образований конкреции отличает «линейно-концентрический закон роста», снова добавляет, что со всеми этими образованиями конкреции «связаны рядом переходных или смешанных форм литогенеза» (1970, с. 5). Но если все это так, то отчего бы не рассматривать и конкреции и столь сходные с ними образования как однотипные? Правильно ли будет утверждать, что между «мегаконкрецией» протяженностью 200 м и пластом карбонатного (конкреционного!) песчаника без видимого выклинивания имеется принципиальная разница?

Г. И. Бушинский (1954, 1962) одним из первых обратил внимание геологов на то, что многие пластообразные тела по своему генезису суть самые настоящие конкреции. Он описал цеолитово-опаловые, опалово-кристаллитовые, карбонатные и другие конкреционные образования, в которых «пластообразная форма иногда переходит в пласт, а очень крупные сгущения тоже как бы теряют свою генетическую близость к конкрециям из-за своих необычно больших размеров» (1962, стр. 231). Так, в верхнемеловых мергелях юго-восточной окраины Донбасса встречаются огромные линзы «цеолитовых и опаловых сгущений» мощностью до 40 м при длине в несколько сот метров. В осветленных при выветривании трепелах и опоках Поволжья и Брянской обл. в обнажениях видны более темные (более плотные) опалово-кристаллитовые линзы толщиной несколько метров и протяженностью в сотни метров; Г. И. Бушинский считает их позднедиагенетическими. В юрской угленосной толще Вилюйской синеклизы им описаны конкреции кальцитового песчаника размером от небольших караваев до глыб объемом до 50 м³ и более. «Нижние и верхние поверхности этих глыб более или менее горизонтальные, а боковые — округлые» (Бушинский, 1962, с. 233). В альбских кварцевых песках севернее г. Курска описываются песчаниковые конкреции с кварцевым цементом регенерации, достигающие размеров многих десятков кубических метров. В нижнетретичных песках Украины давно известны как диасовое сырье конкреционные песчаники с опаловым или опалово-кварцевым цементом: «Размеры конкреций этого типа достигают многих сотен кубических метров, фор-

ма их караваеобразная и линзовидная. Местами караван, сливаясь между собою, образуют крупные гроздья» (там же, с. 234).

Еще меньше похожи на типичные конкреции настоящие пластовые образования, к которым Г. И. Бушинский причисляет «аптскую плиту» (существеннокальцитовый пласт толщиной 0,3—0,4 м в серых глинах), прослеженную в Поволжье на 360 км, прослой (5—10 см толщиной) чокракских и караганских мергелей среди морских бескарбонатных глин на Северном Кавказе, «фосфоритовые плиты» (курская, брянская, егорьевская, актюбинская), пласты кремней (толщиной до 50 см) в мезозойских и палеозойских карбонатных толщах Подолии, Донбасса, Урала протяженностью от нескольких метров до многих километров.

Г. И. Бушинский считает возможным причислять к конкрециям даже некоторые песчаники с каолинистым (!) цементом и линзы «сухарных глин» (там же, с. 235).

Описывая конкреции из юры Дагестана, В. Т. Фролов отмечает: «Наиболее крупные рудные конкреции сидеритов возникли в лагунных отложениях, формировавшихся на флангах дельт в заливообразных затишных водоемах. Здесь интенсивной сидеритовой минерализации подверглись также прослой алевролитов и песчаников» (1970, с. 78). Таким образом, рассеянную сидеритовую цементацию автор генетически не отделяет от сидеритовых конкреций; по-видимому, этого здесь и нельзя сделать.

В юрских песчаниках Южно-Якутского бассейна Л. Т. Кыштымова и Т. А. Ишина (1977) описывают конкреционные линзы длиной до 10—15 м с нечеткими контактами. Содержание карбоната в них составляет 12,5—36, в среднем 24,0%. В нашей классификации они именовались бы «слабоконкреционными породами», если бы их линзовидная форма была не выражена, или «слабоконкреционными телами» при ее наличии. В обоих случаях очевидно генетическое тождество тех и других.

В ордовике Прибалтики (Кингисеппское месторождение фосфоритов) А. И. Наливкина и А. М. Тушина (1976) описали «пластообразные и линзообразные тела доломитовых песчаников» мощностью до 2,5 м, протяженностью до 200 (!) м. При содержании в этих телах карбоната менее 50% по нашей классификации их так и нужно было бы именовать: «конкреционные доломитовые песчаники», что выглядит естественным и логичным.

На Украине громадные образования объемом в десятки и сотни кубических метров Г. И. Бушинский и Ю. Н. Сеньковский (1976) называют «конкреционными кварцевыми песчаниками». Такое же название они имели бы и в нашей классификации, если бы величина Д (кварцевый цемент) лежала в пределах 50—30%, а при меньшей Д (30—10%) — назывались бы «слабоконкреционными кварцевыми песчаниками».

Предлагая «классификацию фосфоритовых конкреций и фосфатизированных пород по вещественному составу», В. А. Полянин (1976) разделяет первые и вторые по содержанию 25% фосфатных минералов, т. е. разница только количественная, но не качественная, как и в нашей классификации. Аналогично А. И. Сидоренков (1976) границу между рассеянными и стянутыми в конкреции карбонатами проводит по значению 25%. Для нас здесь важно то, что А. И. Сидоренков тоже использует количество конкрецитообразователя в качестве параметра.

Конечно, было бы совершенно неправильно не замечать ту разницу между рассеянным аутигенным веществом и веществом, стянутым в конкреции, на которую указывает П. В. Зарицкий (1977). Но это — разница между генетически однотипными веществами — *продуктами единого процесса*. О. А. Ковриго, И. В. Покровская называют рассеянную цементацию осадка диффузными карбонатами и сульфидами «подгото-

вительным этапом конкрециеобразования». Разница между этапами — главным образом в интенсивности процесса: «В осадках, обогащенных карбонатом и органическим веществом... проявился собственно конкреционный этап, результатом которого было возникновение многочисленных конкреций» (1976, с. 73).

Наконец, необходимо подчеркнуть, что есть две группы осадочных пород, для которых понятие «конкреционная порода» представляется просто необходимым, так как без него их не удастся правильно называть: это карбонатно-кремневые породы и карбонатные граувакки.

Все, кто сталкивался в работе с карбонатными толщами, содержащими обильные кремневые конкреции, подчеркивают огромные масштабы диагенетических миграций кремнезема, что дает в итоге полную непрерывную гамму пород: от чисто карбонатных до чисто кремневых. Так, Н. П. Чирвинский, классифицируя кремневые конкреции в турнейских отложениях западного склона Среднего Урала и описав вначале четыре морфологические обособленных типа кремней (слои, включения, сочетания слоев и включений и ритмичное переслаивание кремней с известняками), вынужден был выделить и пятый тип — «сплошное окремнение, представленный относительно мощными толщами кремней (десятки метров) с редкими прослоями карбонатных пород. Ритмичный и сплошной типы указывают на интенсивное окремнение в местах их развития» (1970, с. 126—127). Аналогичную картину можно наблюдать в депрессионной толще верхнего турне на р. Кожим (Приполярный Урал), описанной А. А. Чумаковым (1948), затем М. В. Багдасаровой (1966) и А. И. Елисеевым (1978). Многочисленные химические анализы пород этого разреза, выполненные нами, показали наличие совершенно постепенных переходов между литотипами, казалось бы, хорошо различимыми макроскопически, — известняками, кремнистыми известняками, кремнеизвестняками, известковыми кремнями и практически чистыми кремнями: все кремни, как оказалось, содержат ту или иную примесь карбоната, а все известняки — ту или иную примесь кремня. В этой ситуации естественно называть кремнесодержащие известняки «конкреционными кремнистыми известняками».

С аналогичной ситуацией мы сталкиваемся при изучении грауваковых толщ огромной мощности (P_1 — P_2), заполняющих Предуральский краевой прогиб. Десятки анализов сборных проб (отвечающих сотням индивидуальных образцов) и несколько сотен анализов индивидуальных проб, выполненных нами и исследователями, изучавшими Печорский угольный бассейн (в частности, А. В. Македоновым), показывают, что многие из этих песчаников высоко карбонатны. Примесь карбоната в них бывает настолько значительной, что, по данным химического анализа, они должны были бы квалифицироваться как «псаммо-мергели». Однако такое название для явных песчаников представляется неподходящим. Это противоречие между обликом породы (песчаник) и ее составом («мергель») легко снимается, если мы будем именовать эти породы «слабоконкреционными (или конкреционными) песчаниками», что подчеркнет их тесную генетическую связь с конкреционными телами, с которыми они нередко связаны постепенными переходами. Важно подчеркнуть, что даже в тех случаях, когда на вид карбонатный материал в этих песчаниках явно седиментационный (обильные остатки фауны брахиопод, пелеципод, гастропод), анализ показывает аномальные содержания Mn и P — характерные признаки настоящих конкреций и конкреционных пород. Это значит, что карбонатное вещество, растворяясь в диагенезе, подвергалось частичному переотложению, ибо сами раковины бедны Mn .

Наконец, наш опыт применения этой классификации для баритовых, кремнисто-карбонатных (в том числе и недавно открытых родохрозитовых) конкреций из отложений девона Пай-Хоя также оказался впол-

не успешным. В особенности в черносланцевых формациях Пай-Хоя мы встречаемся с частым чередованием разных пород в разрезе и вследствие этого — с мощным развитием конкреционных эффектов в самых обычных на вид породах. Таковы, например, сильно карбонатные кварцевые песчаники, содержащие до 3,8% $MnCO_3$, карбонатные прослои в яшмоидах, включающие до 29% MnO , прослои известняков в глинистых сланцах, содержащие до 1% Ba и т. д. Все эти образования естественно ложатся в классификацию в качестве конкрециодных и слабо-конкрециодных пород.

Приведенные соображения, как мы надеемся, убедят читателя в том, что включение в классификацию конкреций «конкреционных пород» вызывается не только логикой построения классификации, но имеет и достаточно веские основания по существу дела.

ВЫВОДЫ

1. Широко развернувшееся в последние годы изучение самых разнообразных конкреций обуславливает необходимость разработки их классификации. От такой классификации следует ожидать: а) достаточной общности, чтобы специфика тех или иных конкреций не являлась препятствием для их классифицирования; б) достаточной гибкости, чтобы отразить именно эту специфику, что особенно важно для практической работы с рудными конкрециями. Существующие классификации конкреций сочетанием этих двух свойств не обладают.

2. Предлагается такая вещественно-генетическая классификация, в которой в качестве параметра использована величина D — количество конкрецеобразователей в конкреции. По величине D выделяются 11 классов конкреций.

1. Осадочные породы ($D < 10\%$).

2, 3. Слабоконкрециодные породы и слабоконкреционные тела ($D = 10-30\%$).

4, 5. Конкрециодные породы и конкреционные тела ($D = 30-50\%$).

6, 7. Породные конкреции ($D = 50-70\%$).

8, 9. Слабопородные конкреции ($D = 70-90\%$).

10, 11. Конкреции ($D > 90\%$).

По составу D выделяются образования существенно карбонатные (карбоната более 50% от D) и существенно некарбонатные (карбоната менее 50% от D): соответственно классы 2, 4, 6, 8, 10 и 3, 5, 7, 9, 11.

3. Предлагаемая классификация охватывает все возможные типы конкреций и конкреционных пород и в то же время оставляет возможность любого дальнейшего классифицирования в пределах выделенных классов. Например, среди существенно карбонатных песчаных конкреций (класс 6) могут быть выделены по составу карбоната различные группы (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые, родохрозитовые и и. д.). Ничто не мешает также в пределах выделенных классов проводить и генетическую классификацию, например, подразделить конкреции класса 6 по фациальным обстановкам седиментации вмещающих их пород.

4. Опыт применения этой классификации для существенно сидероплезитовых конкреций Кожимского месторождения (Приполярный Урал) оказался вполне удовлетворительным; распределение конкреций по классам увязывается с некоторыми другими признаками конкреций и вмещающих пород, хотя, конечно, границы классов могут оказаться «секущими» по отношению к некоторым признакам (например, к форме конкреций).

5. Можно предполагать, что величина D как интегральный показатель интенсивности постседиментационной миграции вещества обнаружит корреляционные связи с рядом других показателей состава кон-

креций (например, $\text{MnCO}_3/\text{FeCO}_3$, $\text{MnCO}_3/\text{P}_2\text{O}_5$ и др.) и этим поможет в расшифровке механизма диагенетического процесса. Имеются предварительные данные о том, что нарастание Д сопровождается убыванием числа минеральных видов конкреццеобразователей.

6. Предлагаемая классификация имеет ряд спорных моментов. Наиболее дискуссионным, по-видимому, является помещение в нее классов конкреццеондных (классы 4, 5) и слабоконкреццеондных (классы 2, 3) пород, т. е. обычных пластообразных образований неспецифической формы. Однако несмотря на непривычность и некоторую парадоксальность этих терминов (предлагается называть конкреццеондными и породы, не имеющие морфологического сходства с конкрециями, а содержащие лишь повышенные количества постседиментационного цемента), они подчеркивают генетическое единство вещества многих цементов и конкреций, и поэтому их применение должно себя оправдать.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасарова М. В. К минералогии терригенных отложений нижнего карбона Приполярного Урала.— В кн.: Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит. М., «Наука», 1966.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины (Тр. ГИН, вып. 156). М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Бушинский Г. И. О конкрециях.— В кн.: Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Баку, Изд-во АН АзССР, 1962.
- Бушинский Г. И. О мерах подвижности химических элементов при образовании конкреций.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ (Тез. докл.). Харьков, 1973.
- Бушинский Г. И. Об агрессивности метасоматоза при образовании конкреций.— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций (Тез. докл.). Л., 1976.
- Бушинский Г. И., Сеньковский Ю. Н. Конкреционные песчаники и кремни Украины, их литология и применение в промышленности.— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций (Тез. докл.). Л., 1976.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. М., Изд-во иностр. лит., 1949.
- Высоцкий В. Н. Конкреционный анализ мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты и возможности его применения для решения вопросов нефтегазовой геологии. Автореф. канд. дис. Тюмень, 1978.
- Елисеев А. И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. Л., «Наука», 1978.
- Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Харьков, Изд-во Харьковск. ун-та, вып. I, 1970; вып. II, 1971.
- Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия конкреционных образований угленосных отложений.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М., «Наука», 1977.
- Ковриго О. А., Покровская И. В. Конкреции и рудообразование в Риддер-Сокольном месторождении (Рудный Алтай).— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций (Тез. докл.). Л., 1976.
- Кыштымова Л. Т., Ишина Т. А. Карбонатные конкреции Южно-Якутского бассейна, их связь с фациями вмещающих пород и цикличностью строения толщи.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М., «Наука», 1977.
- Лебедев Б. А. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности (Тр. ВНИГРИ, вып. 361). Л., «Недра», 1976.
- Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.
- Македонов А. В. История и современное состояние изучения конкреций, их геологическое значение.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ (Тез. докл.). Л., 1970.
- Македонов А. В. Конкреции глинистых пород.— В кн.: Фациальные типы глинистых пород. Л., «Недра», 1973.
- Македонов А. В. Конкреццеобразование как особый тип морфогенеза и его роль в рудогенезе.— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций (Тез. докл.). Л., 1976.
- Македонов А. В., Зарицкий П. В. Конкреццеобразование и стадийность литогенеза.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ. М., «Наука», 1977.
- Наливкина А. И., Тушина А. М. Карбонатные конкреции фосфоритоносных отложений Прибалтики и условия их формирования.— В кн.: Рудные конкреции и конкреции рудоносных формаций (Тез. докл.). Л., 1976.
- Полянин В. А. Структурно-текстурная характеристика и классификация фосфоритовых конкреций в мезозойских отложениях.— В кн.: Минерало- и рудообразующие конкреции в осадочных породах. Казань, Изд-во Казанского ун-та, 1976.

- Сидоренков А. И.* Классификация карбонатных конкреций осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Закономерности распространения продуктивных горизонтов в мезозое центральной части Западно-Сибирской равнины (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 111). Тюмень, 1976.
- Сидоренков А. И.* О парагенетических рядах карбонатных конкреций и зональности их размещения в мезозое Западной Сибири.— В кн.: Материалы по геологии нефтегазоносных районов Западной Сибири (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 102), Тюмень, 1975.
- Сидоренков А. И., Высоцкий В. И.* Закономерности распространения карбонатно-терригенных пород в продуктивных отложениях нижнего мела.— В кн.: Закономерности распространения продуктивных горизонтов в мезозое центральной части Западно-Сибирской равнины (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 111). Тюмень, 1976.
- Теодорович Г. И.* Ученые об осадочных породах (применительно к геологии нефти и угля). Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Фролов В. Т.* Карбонатные конкреции юры Дагестана, их связь с генетическими типами отложений и фациями и корреляция с угленосностью.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ (Тез. докл.). Л., 1970.
- Чирвинский Н. П.* Кремневые конкреции турнейского яруса Западного склона Среднего Урала.— В кн.: Конкреции и конкреционный анализ (Тез. докл.). Л., 1970.
- Чумаков А. А.* Нижнекаменноугольные сидериты р. Кожим (Приполярный Урал). (Учен. зап. Карело-Финского ун-та, т. 11, вып. 2). Петрозаводск, 1948.

Институт геологии Коми
филиала АН СССР,
Сыктывкар

Дата поступления
28.II.1979

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.51 (477.9)

**ГЕНЕЗИС И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ГОТЕРИВ-АПТСКИХ ПЕСЧАНИКОВ РАВНИННОГО КРЫМА**

В. Г. БОНДАРЕНКО

Одним из наиболее перспективных объектов поисков углеводородов в равнинном Крыму является свита обломочных пород, залегающая в основании нижнемеловой толщи. В этих отложениях открыты промышленные месторождения нефти на Октябрьской и газоконденсата на Татьяновской площадях. В связи с тем, что фонд структур в настоящее время практически исчерпан в этом районе, возникла задача поисков ловушек неантиклинального типа. Для выяснения перспективности этого направления поисково-разведочных работ обобщен материал по изучению вещественного состава и коллекторских свойств песчаников, а также пересчитаны по методикам Л. Б. Рухина (1957) и Р. Пассеги (1957) данные гранулометрического анализа (пересчет выполнен Р. А. Коваленко). В результате проведенных исследований удалось уточнить генезис некоторых отложений, детализировать их литофациальное строение и наметить некоторые черты палеогеографической обстановки. В частности, впервые выделены литофации речных дельтовых и морских пляжевых осадков, с которыми связаны породы-коллекторы, намечены зоны существенного изменения литологического состава отложений, перспективные для поисков ловушек неантиклинального типа.

Характеризуемые отложения на территории равнинного Крыма сложены главным образом песчаниками. В подчиненном количестве распространены гравелиты, алевролиты, известняки, аргиллиты. Последние преобладают на юго-востоке полуострова. Гравелиты встречаются в северном и центральном районах, известняки — на западном, северном и юго-восточном побережьях. Отложения характеризуемой свиты разновозрастные на различных участках территории. На юге, в предгорном Крыму, они — валанжинские и готеривские, на большей части полуострова — готерив-нижнеаптские, на севере — верхнеаптские и нижнеальбские (Богаец, Павлюк, 1973; Богаец и др., 1974). Они залегают с резким угловым и стратиграфическим несогласием на складчатых породах палеозоя, триаса и юры и перекрываются трансгрессивно залегающими глинисто-алевритистыми отложениями верхнего апта и нижнего альба.

На большей части территории в разрезе свиты выделяются две под-свиты, которые различаются по окраске пород, составу обломочного материала, геофизической характеристике. Для отложений нижней подсвиты типичны сравнительно низкие кажущиеся сопротивления,

прослой красно- и пестроцветных пород, более пестрый состав обломочного материала и цемента (фиг. 1, А). Песчаники верхней подсвиты, как правило, более глинистые линзовидно-слоистые плотные. На диаграммах стандартного каротажа они характеризуются повышенными кажущимися сопротивлениями (фиг. 2, Б). Интересно, что двучленное строение с аналогичными отличительными признаками имеют не только готерив-нижнеаптские, но и верхнеаптские отложения (последние на фиг. 1 показаны во врезках).

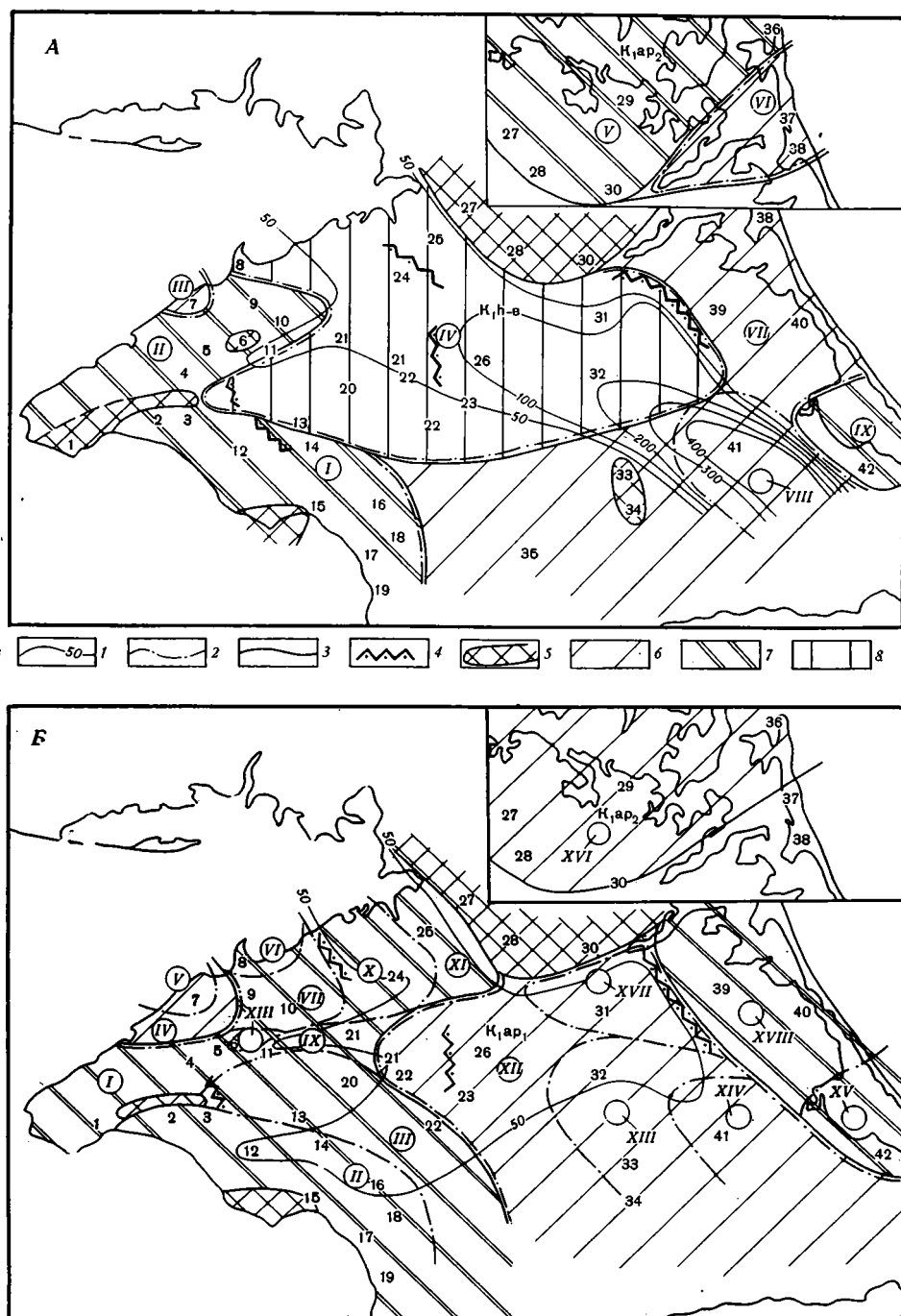
Песчаники, слагающие основную часть разреза, сероцветные, светло-серые, зеленовато- и коричневатые-серые, красно- и пестроцветные. Преобладают слабо отсортированные и окатанные мелко-крупнозернистые породы. В северо-западном районе на Вишняковской площади распространены мелко-среднезернистые разности. По составу песчаники олигомиктовые, в центральном районе и на северо-востоке (Красногвардейская, Восточно-Джанкойская площади) встречаются полимиктовые разности. На севере района (Кировская, Бакальская, Борисовская, Северо-Серебрянская площади) распространены кварцевые песчаники и гравелиты. Цемент смешанный, слюдисто-карбонатный, иногда с существенной примесью каолинита и кварца; встречаются прослой песчаника с чисто каолиновым или кварцевым цементом. Эти породы имеют светло-серую окраску и сравнительно высокую эффективную пористость. Неплохими коллекторскими свойствами обладают также песчаники со значительной примесью каолинита в цементе. Пористые светло-серые песчаники наиболее широко развиты в центральном районе (Красногвардейской, Березовской, Барановской, Елизаветовской площадях), где они слагают до $\frac{1}{3}$ разреза.

Гравелиты обладают более пестрым составом обломочного материала. В них встречены обломки осадочных, изверженных и метаморфических пород докембрийского, палеозойского и триасово-юрского возраста (Апостолова и др., 1974).

Известняки — серые и темно-серые плотные органогенно-детритовые. Органические остатки составляют до 80% породы и представлены обломками карбонатных скелетов водорослей, мшанок, морских ежей, раковин фораминифер. Для них характерны брекчиевидные текстуры и примесь терригенного кварца и аутигенного глауконита. Состав и распространение этих пород свидетельствуют, что они являются биогермными образованиями, обрамлявшими палеосуши Каркинитского и Каламитского заливов (Апостолова и др., 1974).

Обломки раковин и скелеты водорослей часто встречаются также в песчаниках с карбонатным цементом. Они указывают на морской генезис этих пород. В терригенных и карбонатных отложениях западного и северо-западного побережий, кроме того, обнаружены аутигенные минералы: глауконит, сидерит, пирит, свидетельствующие, что седиментация вмещающих пород происходила в прибрежно-морских условиях. Признаки морского генезиса наблюдаются также в терригенных отложениях верхнего апта северо-восточного участка (Балашовская, Северо-Сивашская, Славянская площади).

В центральном и северном районах (Красногвардейская, Барановская, Березовская, Татьяновская, Борисовская, Ильинская площади) морские терригенные отложения нижнего горизонта чередуются с песчаниками, гравелитами и аргиллитами континентального происхождения. Для них характерны красновато-бурая и пестрая окраска пород, слабая сортировка и окатанность обломочного материала, железисто-глинистый цемент, углефицированные растительные остатки. Фауна в этих отложениях отсутствует. По данным гранулометрического анализа, некоторые песчаники нижней подсвиты имеют речной генезис (фиг. 3). Чередование пород речного и морского происхождения и сравнительно большие мощности позволяют рассматривать отложения ниж-



Фиг. 1. Схематические карты литофациальной и палеогеографической зональности отложений готерив-аптского возраста равнинного Крыма (А — по отложениям нижнего горизонта, Б — по отложениям верхнего горизонта)

1 — изопохиты; 2 — границы литофаций; 3 — границы палеогеографических зон; 4 — участки резкого изменения литофаций; 5 — зоны отсутствия отложений. Палеогеографические зоны: 6 — морское мелководье; 7 — морское побережье; 8 — дельта реки. Литофациальные зоны отложений нижнего горизонта (карта А): I — мелко-крупнозернистые слабосцементированные олигомиктовые песчаники с прослоями органогенно-детритовых известняков, известняковых брекчий, гравелитов и оргиллитов. Окраска по-

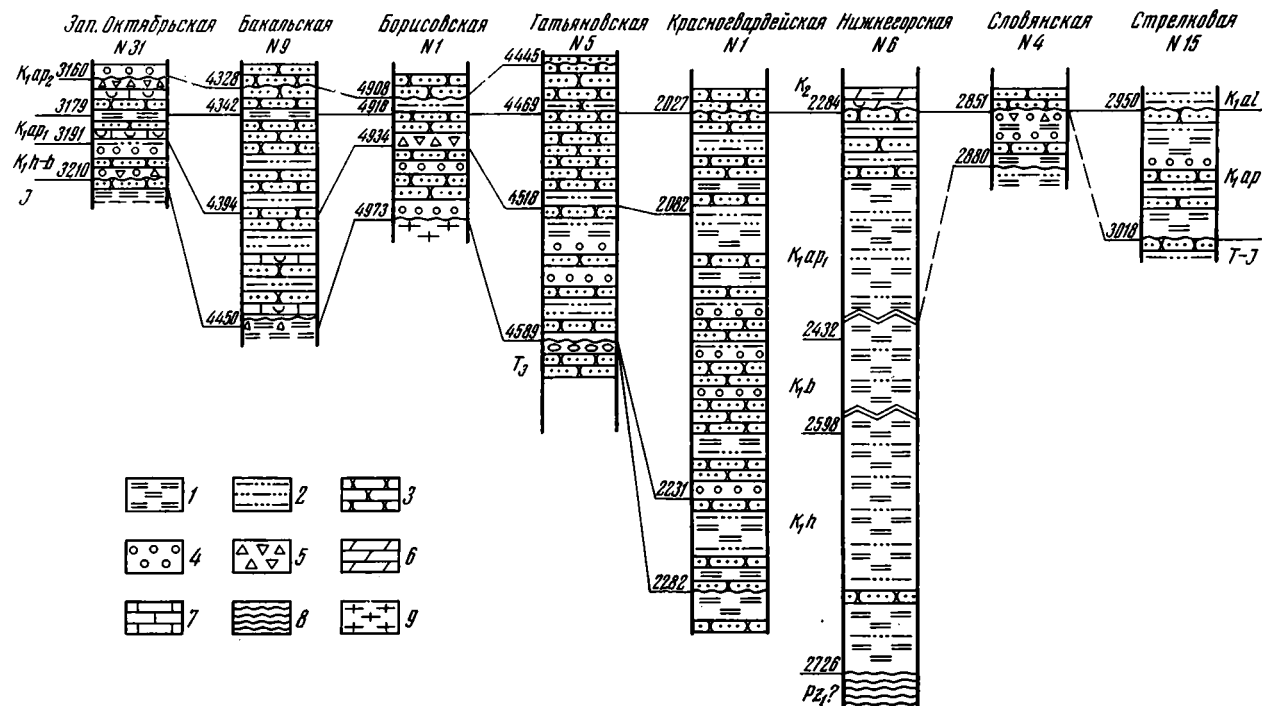
ней подсыты центрального и северного районов как образование дельтовой фации. Распространение этих отложений на площади показывает, что река впадала в мелководный морской бассейн в готерив-нижнеаптское время с севера, со стороны Татьяновской, Борисовской, Ильинской площадей.

Отмеченные изменения в составе обломочного материала — мономиктового на севере, олиго- и полимиктового в центральном и западном районах — позволяют считать, что часть обломочного материала

род серо- и красноцветная; II — серые слюдисто-кварцевые песчаники с органическими остатками, прослоями аргиллитов и гравелитов; III — песчаники и глинистые алевролиты с прослоями темно-серых песчаных известняков с фауной и дресвяно-гравелитов. Мелко- и среднезернистые слюдисто-кварцевые песчаники; IV — кварцевые и слюдисто-кварцевые песчаники с прослоями дресвяно-гравелитов, гравелитов и алевролитов; V — олигомиктовые серо- и красноцветные песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов; VI — слюдистые аргиллиты, алевролиты и песчаники с линзами сидерита и растительными остатками; VII — чередование темно-серых песчаных и органогенно-детритовых плотных известняков; VIII — алевролиты с микрофауной и растительными остатками, с прослоями мелкозернистых слюдисто-кварцевых и олигомиктовых песчаных и гравелитов; IX — аргиллиты с единичными прослоями алевролитов и линзами сидеритов.

Поисково-разведочные площади: 1 — Меловая; 2 — Западно-Октябрьская; 3 — Октябрьская; 4 — Глебовская; 5 — Кировская; 6 — Задорненская; 7 — Бакальская; 8 — Борисовская; 9 — Рылеевская; 10 — Каштановская; 11 — Красноярская; 12 — Крыловская; 13 — Елизаветовская; 14 — Тарасовская; 15 — Евпаторийская; 16 — Охотниковская; 17 — Новоборисовская; 18 — Сакская; 19 — Николаевская; 20 — Северная; 21 — Березовская; 22 — Новоселовская; 23 — Красновская; 24 — Татьяновская; 25 — Ильинская; 26 — Барановская; 27 — Красноперекоская; 28 — Орловская; 29 — Балашовская; 30 — Джанкойская; 31 — Вишняковская и Восточно-Джанкойская; 32 — Красногвардейская; 33 — Найденовская; 34 — Мельничная; 35 — Гвардейская; 36 — Геническая; 37 — Стрелковская; 38 — Северо-Сивашская; 39 — Славянская; 40 — Усть-Салгирская; 41 — Нижнегорская; 42 — Шубинская.

Литофациальные зоны отложений верхнего горизонта (карта Б): I — песчаники с прослоями алевролитов. Серые и темно-серые разнозернистые гравийные слюдистые и олигомиктовые песчаники, иногда глинистые с линзовидно-слоистой текстурой; II — чередование песчаных, алевролитов, аргиллитов, известняков и известняковых дресвяников. Серые кварцевые, слюдисто-кварцевые и олигомиктовые песчаники с органическими остатками и глауконитом. Темно-серые органогенно-обломочные песчаные плотные известняки; III — песчаники с прослоями аргиллитов, алевролитов, дресвяников. Серые и светло-серые разнозернистые кварцевые и олигомиктовые песчаники с органическими остатками; IV — песчаники с прослоями дресвяно-гравелитов и алевролитов. Средне-крупнозернистые кварцевые и слюдисто-кварцевые песчаники с органическими остатками; V — песчаники и алевролиты. Гравийные иногда линзовидно-слоистые олигомиктовые и кварцевые песчаники со смешанным и каолиновым цементом. В глинистых алевролитах встречается микрофауна и растительный детрит; VI — песчаники с прослоями дресвяников. Серые и светло-серые гравийные кварцевые песчаники с кварцевым и глинистым цементом, аутигенным сидеритом; VII — чередование песчаных и гравелитов. Гравийные кварцевые песчаники с каолиновым и слюдисто-доломитовым цементом; VIII — малоомощная пачка светло-серых гравийных кварцевых песчаных со смешанным цементом; IX — песчаники с подчиненными прослоями алевролитов, аргиллитов и гравелитов. Мелко- и разнозернистые, слюдисто-кварцевые, олигомиктовые песчаники с органическими остатками; X — чередование песчаных и гравелитов с подчиненными прослоями аргиллитов. Крупнозернистые и мелко-среднезернистые кварцевые песчаники с каолиновым цементом, пористые; XI — песчаники с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Светло-серые кварцевые и темно-серые слюдисто-кварцевые линзовидно-слоистые песчаники; XII — песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов. Олигомиктовые и полимиктовые пористые песчаники с органическими остатками; XIII — песчаники, алевролиты и дресвяно-гравелиты с прослоями аргиллитов и известняков. Олигомиктовые и слюдисто-кварцевые песчаники, плотные известняки с органическими остатками; XIV — мелкозернистые песчаники и алевролиты с сидеритом и растительным детритом; XV — чередование серых и темно-серых плотных песчаных, алевролитов и органогенно-детритовых известняков; XVI — песчаники с прослоями аргиллитов. Олиго- и полимиктовые, часто пористые песчаники; XVII — гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Состав обломочных пород кварцевый и олигомиктовый; XVIII — чередование песчаных, аргиллитов и алевролитов. Мелкозернистые слюдисто-кварцевые, реже среднезернистые гравийные полимиктовые песчаники с глауконитом, сидеритом, микрофауной



Фиг. 2. Схема корреляции отложений готерив-аптского возраста равнинного Крыма
1 — аргиллиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — гравелиты; 5 — дресвяники; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — зеленые сланцы; 9 — гранитоиды



Фиг. 3. Генетическая диаграмма неоком-аптских песчаников равнинного Крыма и При-
сывашья (по Р. Пассеу)

1 — Контуры литогенетических зон: 1 — рек, направленных морских течений; 2 — мут-
ных морских течений; 3 — спокойной воды; 4 — мелководий, пляжей; 5 — спокойной
лагуны; 6 — заливов; 7 — глубокого моря; 8 — краевых частей шельфа; 9 — впадин;
10 — поднятых частей шельфа; 11 — каньонов; 12 — шельфа. II — местоположение сва-
жин, из которых взяты пробы

поступала из других источников. Как видно на фиг. 1, А, еще одна река могла впадать с запада. Располагалась она скорее всего севернее Ок-
тябрьской и Западно-Октябрьской площадей. Частично материал, ве-
роятно, поступал со стороны горного Крыма, где установлены речные
отложения гетерива — баррема мазанской свиты (Богаец, Павлюк,
1973); а также со стороны суши, располагавшейся на северо-востоке
полуострова и в прилегающей акватории Азовского моря.

В юго-восточной части полуострова, у пос. Нижнегорского и г. Фео-
досии, отложения гетерива, баррема, нижнего апта сложены аргилли-
тами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и алевро-
литов. В этом районе располагалась наиболее глубокая часть морско-
го бассейна. По данным гранулометрического анализа, седиментация
прослоев обломочных пород происходила в условиях лагуны и каньона
(см. фиг. 3).

Распределение аутигенных минералов, органических остатков и со-
став цемента обломочных пород показывают, что во время образования
осадков верхней подсвиты на территории равнинного Крыма продол-
жал существовать мелководный морской бассейн. Наиболее глубокая
часть его располагалась в центральной части полуострова, прибрежные
участки были заняты мелководными морскими литофациями, а на се-
веро-востоке была суша. Осадки дельтовой фации нижней подсвиты
заместились отложениями наступающей с юга морской трансгрессии.

Обломочные и глинистые породы верхнего апта и нижнего альба северо-восточной части полуострова по составу близки к породам верхней подсвиты нижнего апта. Они отличаются от последних по окраске, более светлой, часто с зеленоватым оттенком, и составу цемента, в котором в заметных количествах присутствует хлорит. Образование этих отложений происходило в условиях мелкого моря и побережья.

Наиболее высокими коллекторскими свойствами обладают серые и светло-серые песчаники с кварцевым и каолининовым цементом. Открытая пористость их достигает 10—15%, проницаемость 50—70 мД. В центральном районе и на северо-востоке (Березовская, Барановская, Красногвардейская, Балашовская площади) они образуют несколько прослоев, мощностью до 5—10 м, среди более плотных глинистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. На западе (Донузлавская, Октябрьская, Западно-Октябрьская, Кировская, Рылеевская, Бакальская площади) эти пористые песчаники образуют пласт мощностью 5—25 м в верхах разреза. Восточнее (Татьяновская и Ильинская площади) обнаружены два пласта кварцевых и каолининовых песчаников мощностью 10—15 м каждый. Они разделены маломощным прослоем глинистых песчаников, содержащих фауну верхнего апта. Эти проницаемые пласты отчетливо фиксируются кривыми «ПС» и каверномера. С ними связана газоконденсатная залежь Татьяновского месторождения. На локальных поднятиях Тарханкутского полуострова: Задорненском, Меловом и др.—наблюдается сокращение мощности отложений готерив-аптского возраста и выпадение из разреза пластов каолининовых песчаников (Бондаренко и др., 1978).

Генезис кварцевых и олигомиктовых песчаников с кварцевым и каолининовым цементом оставался долгое время неясным. Залегание этих пород среди морских отложений и примесь в цементе карбонатного материала показывают, что их седиментация происходила, вероятнее всего, в морском бассейне. Распространение данных пород, мономиктовый состав и сравнительно хорошая сортировка и окатанность обломочного материала позволяют предположить, что перечисленные песчаники являются отложениями пляжей, баров, кос. Кварцевый цемент этих пород и наблюдающиеся в них поры, несомненно, имеют вторичное происхождение и образовались в зоне катагенеза. Частично, а возможно, и полностью вторичным является каолининовый цемент песчаников и связанная с ним пористость.

Таким образом, коллектором углеводородов в отложениях готерив-аптского возраста равнинного Крыма служат кварцевые и олигомиктовые песчаники с вторичным кварцевым, каолининовым и смешанным каолининово-слюдисто-карбонатным цементом. Тип коллектора поровый, пористость вторичная, образовавшаяся в зоне катагенеза. Образование вторичного регенерационного кварца и перекристаллизация каолинита сопровождались растворением и выносом из пластов карбонатного и глинистого цемента.

Наиболее широко они распространены в центральном и северном районах равнинного Крыма, где в готериве и барреме располагалась дельта палеореки (или дельты нескольких палеорек). На Татьяновском месторождении в кварцево-каолининовых песчаниках верхней пачки открыта промышленная залежь газа. На Тарханкутском полуострове, вероятно, имеет место выклинивание каолининовых песчаников на локальных поднятиях. Крылья этих структур перспективны для поисков ловушек неантиклинального типа (Апостолова и др., 1974).

Наиболее перспективна для поисков литологических и стратиграфических ловушек северо-восточная часть полуострова — между Ильинской и Краснопереконской, Джанкойской и Вишняковской, Восточно-Джанкойской и Славянской площадями; севернее и восточнее Северо-Сивашской площади. В этой зоне происходит выклинивание на северо-

восток песчаников готерив-нижнеаптского возраста и на юго-запад — песчаников верхнего апта. Зона осложнена высокоамплитудными разломами, с которыми могут быть связаны ловушки тектонического и смешанного типа.

Пористые песчаники готерив-аптского возраста, вероятно, распространены в южной части Каркинитского залива и западной части Азовского моря, выклинивающиеся на сводах одноименных поднятий. Эти акватории также представляют большой интерес для поисков ловушек неантиклинального типа. Резкое выклинивание пористых песчаников происходит на южном склоне Новоселовского поднятия, южнее Красногвардейской, Красновской, Охотнинской площадей. Однако эти отложения обводнены, и перспективы обнаружения в них залежей углеводородов незначительны.

Остаются невыясненными перспективы биогермных известняков. В изученных районах они представлены маломощными прослоями и обладают повышенной плотностью и низкими коллекторскими свойствами. Вместе с тем на склонах таких палеоподнятий, как Каркинитское, можно ожидать появление биогермов и развитие кавернозности в известняках.

ЛИТЕРАТУРА

- Апостолова Н. Я., Богаец А. Т., Бойчук Г. В., Бондаренко В. Г., Ефимова К. Н., Савицина А. А. Об источниках терригенного материала неокомских и аптских отложений равнинного Крыма и Присивашья. — Геология и геохимия горючих ископаемых, № 37. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1974.
- Богаец А. Т., Павлюк М. И. О базальной прибрежно-континентальной терригенной формации платформенного чехла равнинного Крыма и центрального Причерноморья. — Геол. сб. Львовского геол. о-ва, 1973, № 14.
- Богаец А. Т., Плахотный Л. Г. и др. О возрасте базальных слоев нижнего мела равнинного Крыма и центрального Причерноморья. — Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974, т. X.
- Бондаренко В. Г., Апостолова М. Я., Башкирцева А. А. Перспективы нефтегазоносности готерив-аптских отложений в северной части равнинного Крыма. — Геол. нефти и газа, 1978, № 6.
- Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания равнинного Крыма. — Геотектоника, 1968, № 4.
- Пассега Р. Текстура как характеристика обломочных отложений. — Бюл. амер. ассоц. нефт. геол., 1957, т. 41, № 9.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический анализ рыхлых и слабо сцементированных осадочных пород. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Комплексная тематическая партия
ПО «Черноморнефтегазпрома»,
Симферополь

Дата поступления
10.XII.1979

УДК 550.4 : 546.26(571.63)

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАЛЬЦИТОВ КАРБОНАТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД УДСКО-ШАНТАРСКОГО РАЙОНА

В. Н. КУЛЕШОВ, Ю. Г. ВОЛОХИН

В геосинклинальных комплексах Дальнего Востока широко распространены терригенные, кремнистые, вулканогенные и в меньшей степени карбонатные породы палеозойского и мезозойского возраста. Карбонатные породы представляют значительный интерес, поскольку дают наибольшую информацию о возрасте и условиях формирования заключающих их геосинклинальных толщ.

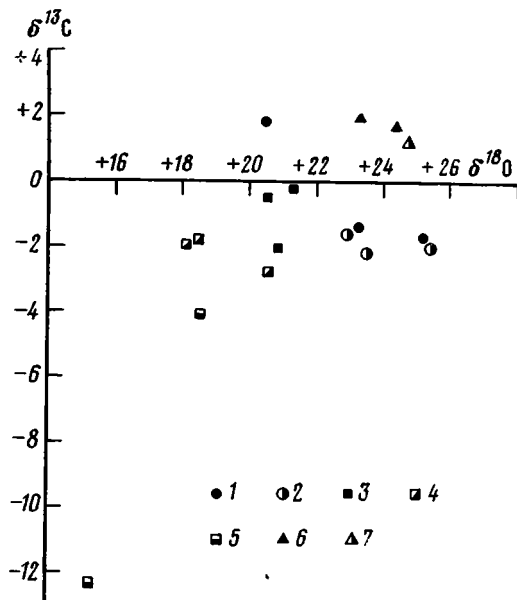
Авторами изучен изотопный состав углерода и кислорода кальцитов из карбонатных, карбонатно-кремнистых пород кембрия (разрез по р. Галам), карбонатных пород силура и известковистых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев нижнего девона (разрез по побережью Охотского моря в междуречье Тыль — Тором), а также петрографический и химический состав этих пород. Кроме того, для сравнения были исследованы образцы триасово-нижнеюрских известняков и карбонатно-кремнистых пород киселевской свиты (разрез по р. Амур у с. Киселево).

Определения изотопного состава кальцитов проводились в лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов ГИН АН СССР. Карбонатный материал разлагался в 100% H_3PO_4 в вакууме при комнатной температуре в течение 1 час в соответствии с общепринятой методикой (McGrea, 1950). Вакуумная система выполнена из нержавеющей стали и не имеет вентиля, смазываемых вакуумной смазкой. Измерения производились на масс-спектрометре МИ-1201 с точностью $\pm 0,2\%$. Все значения $\delta^{13}C$ даны относительно международного стандарта *PDB*, а $\delta^{18}O$ — относительно стандарта *SMOW*.

Карбонатные породы Удско-Шантарского района содержат в разных количествах кальцит и доломит, незначительное количество глинистых минералов (гидрослюды и хлорит) и органического углерода (0,1—0,4%), рудных минералов (магнетит и гематит) и кварца. Кембрийские карбонаты представлены равномерно-зернистыми мелкокристаллическими доломитами, содержащими рассеянные мелкие скопления микро- и мелкозернистого кальцита. Отмечаются средне- и крупнокристаллические разности. Силурийские карбонатные породы представлены образцами доломитового и доломитистого известняка и известковистого доломита. Известняки характеризуются брекчиевой текстурой, обусловленной наличием в породе скоплений доломита в виде полей неправильной (лоскутной) формы. Доломитовые участки равномерно-зернистые. Преобладают зерна размером 0,05—0,1 мм. Характерно обилие ромбоздров. Кальцит в этих породах разнозернистый. Наряду с участками, сложенными микрозернистым (0,001—0,01 мм) кальцитом, встречаются участки, выполненные мелкозернистым (0,01—0,1 мм) и перекристаллизованным средне- и крупнозернистым кальцитом. Кристаллы кальцита нередко содержат пойкилитовые включения ромбоздров доломита размером 0,015—0,05 мм. Известковистый доломит имеет линзовидно-слоистую текстуру и равномерно-зернистую мелко-среднекристаллическую структуру. Триасово-нижнеюрские карбонатные породы киселевской свиты представлены водорослевыми известняками. Они сложены микро- и мелкозернистым кальцитом и сохранили первичную биогенную структуру. В них встречаются редкие раковины фораминифер и единичные радиоларии размером 0,3—0,5 мм. Последние выполнены мелкозернистым кварцем.

Кембрийские кремнисто-карбонатные породы Удско-Шантарского района имеют массивные и брекчиевые текстуры и содержат в различных соотношениях кварц и карбонаты. Карбонаты представлены преимущественно мелкозернистым доломитом и микромелкозернистым кальцитом. В кремнистых доломитах отдельные кристаллы и зернистые агрегаты кварца рассеяны равномерно. Размер кварцевых зерен 0,03—0,15 мм. Они часто содержат пойкилитовые включения карбонатов. Основная масса пород киселевской свиты состоит из округлых нодулей, выполненных микрозернистым (0,0001—0,005 мм) агрегатом кварца и халцедона. Размер нодулей достигает 0,25 мм, обычно 0,04—0,15 мм. Промежутки между нодулями выполнены мелкозернистым (0,01—0,03 мм) кальцитом и равномерно рассеянными частицами магнетита и гематита. Присутствие последнего обусловило красную окраску породы. Кремнистые нодули, по-видимому, представляют корродированные на контакте с кальцитом скелеты радиоларий, которые в значительных ко-

личествах присутствуют во вмещающих бескарбонатных яшмах. Известковистые песчаники и алевролиты нижнего девона содержат от 25 до 35% карбоната, представленного преимущественно кальцитом. Размер зерен 0,05—0,1 мм. Часто встречаются хорошо оформленные ромбоэдры. Большая часть кальцита перекристаллизована. Геологические данные — присутствие в толще девонских известковистых песчаников и алевролитов горизонтов гравелитов и мелкогалечных конгломератов, содержащих до 40% окатанных обломков карбонатных пород, а также редкое присутствие окатанных зерен известняков и доломитов в самих песчаниках —



Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов карбонатных, карбонатно-кремнистых и терригенных пород Западного Приохотья

Удско-Шантарский р-н, р. Галам: 1 — карбонатные породы (Сп), 2 — кремнисто-карбонатные (карбонатно-кремнистые) породы (Сп); побережье Охотского моря в междуречье Тыль и Тором: 3 — карбонатные породы (S), 4 — известковистые песчаники и алевролиты (D₁), 5 — глинистые сланцы (D₁); нижнее Приамурье, р. Амур у с. Киселево: 6 — карбонатные породы (T-I₁), 7 — карбонатно-кремнистые породы (T-I₁)

свидетельствуют о первичнообломочной природе основной массы карбоната известковистых песчаников и алевролитов, сформировавшихся путем размыва подстилающих силурийских карбонатных толщ. Алевристые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы содержат в значительном количестве частицы кварца, полевых шпатов и зерна кальцита размером 0,01—0,05 мм.

Результаты изотопного анализа кальцита изученных пород показаны в таблице и на фигуре. Из приведенных данных видно, что значения $\delta^{13}\text{C}$ кальцита из карбонатных пород охватывают интервал от $-2,0$ до $+2,0$ ‰. Эти значения характерны для нормально-осадочных морских карбонатов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ занимают интервал от $+20,5$ до $+25,2$ ‰, что меньше значений, характерных для современных морских карбонатов, но отвечает изотопному составу известняков аналогичного возраста других районов мира (Degenes, Epstein, 1962).

Кальцит карбонатно-кремнистых пород имеет изотопный состав углерода и кислорода, близкий к составу кальцита разновозрастных карбонатных пород. На фигуре изотопный состав кальцитов карбонатных и кар-

**Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов карбонатных,
карбонатно-кремневых и известковистых пород**

Характеристика образцов	Возраст	$\delta^{13}\text{C}, \text{‰}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$ (SMOW)
Карбонатные породы			
Известковистый доломит, р. Галам	См	-1,4	+23,2
Известняк, р. Галам	См	+1,4	+20,5
Слабокремнистый доломитовый известняк, р. Галам	См	-1,6	+25,2
Органогенный известняк, Тыльский мыс	S	-0,5	+20,6
Известняк битуминозный, Тыльский мыс	S	-0,2	+21,3
То же	S	-2,0	+20,9
Органогенный известняк, д. Киселево	T — I ₁	+1,7	+24,4
То же	T — I ₁	+2,0	+23,3
Карбонатно-кремнистые породы			
Карбонатно-кремнистая порода, р. Галам	См	-2,2	+23,5
То же	См	-1,6	+22,9
»	См	-2,0	+22,9
», д. Киселево	T — I ₁	+1,3	+24,7
Известковистые песчаники и алевролиты			
Кварц-карбонатная порода, Тыльский мыс	D ₁	-1,9	+18,2
То же	D ₁	-1,8	+18,5
»	D ₁	-2,7	+20,6
Мелкоалевритистые глинистые сланцы			
Кремнистая порода с карбонатом, Тыльский мыс	D ₁	-4,0	+18,6
То же	D ₁	-12,4	+15,3

бонатно-кремнистых пород одного возраста образует самостоятельные области значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Исключение составляет образец известняка, который, по-видимому, является наиболее перекристаллизованным и отличается меньшими значениями $\delta^{18}\text{O}$ (+20,5‰) и большими $\delta^{13}\text{C}$ (+1,4‰), чем кальциты других кембрийских карбонатных пород. Близость изотопного состава кальцитов карбонатных и карбонатно-кремнистых пород свидетельствует о том, что кальциты карбонатно-кремнистых пород образовались в тех же физико-химических условиях, что и одновозрастные карбонатные породы, т. е. имеют морское осадочное происхождение.

Известно, что с увеличением возраста карбонатных пород происходит «облегчение» изотопного состава кислорода карбонатов, т. е. $\delta^{18}\text{O}$ меняется от +25—+30‰ для современных осадков, до +20‰ для кембрийских карбонатов (Degenes, Epstein, 1962; Keith, Weber, 1964). Из изученных авторами карбонатов наибольшие значения $\delta^{18}\text{O}$ (+22,9—+25,4‰) характерны для кембрийских и триасово-нижнеюрских пород. Наиболее «облегченными» оказались кальциты силурийских карбонатных пород ($\delta^{18}\text{O}$ изменяется от +20,6 до +21,3‰). Этот факт увязывается с большей перекристаллизованностью силурийских карбонатов по сравнению с кембрийскими и объясняется обменом кислорода карбоната с кислородом грунтовых вод в эпигенезе. Еще большему изменению подверглись кальциты известковистых песчаников и алевролитов нижнего девона, характеризующиеся «пониженными» значениями изотопного состава углерода ($\delta^{13}\text{C}$ от -1,8 до -2,7‰) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ от +18,2 до +20,6‰). Кальцит нижедевонских алевролитистых глинистых сланцев характеризуется наименьшими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (-4,0; -12,4‰) и $\delta^{18}\text{O}$ (+18,6; +15,3‰). Подобные «легкие» значения изотопного состава объясняются участием биогенной углекислоты в процессе перекристаллизации кальцита либо его новообразования, по-видимому, в условиях эпигенеза.

На основании полученных данных можно сделать следующие выводы:

1) кремнисто-карбонатные породы формировались в тех же физико-химических условиях, что и разновозрастные карбонатные породы, т. е. имеют морское осадочное происхождение;

2) наибольшему постседиментационному преобразованию подверглись карбонатные породы силура Удско-Шантарского р-на, что отразилось в более низких значениях $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с кембрийскими и триасово-нижнеюрскими карбонатами;

3) данные по изотопному составу известковистых песчаников и алевролитов не противоречат выводам о первичноосадочной природе обломочного карбоната, сделанным на основании геологических данных;

4) кальцит алевролитистых глинистых сланцев имеет постседиментационное происхождение и формировался при участии биогенной CO_2 .

ЛИТЕРАТУРА

- Роганов Г. В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы.— Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1976.
- Шехоркина А. Ф. Формации и рудоносность нижнего кембрия хребта Джагды. М., «Наука», 1976.
- Школьник Э. Л. Состав, некоторые закономерности размещения и условия образования железных, марганцевых руд и фосфоритов Удско-Шантарского района.— Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1976.
- Degenes E. T., Epstein S. Relationship between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting carbonates, cherts and diatomites.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, v. 46, No. 4.
- M. I. Keith and I. N. Weber. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1964, v. 29, No. 11.
- McCrea J. M. On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale.— J. Chem. Phys., 1950, v. 18.

ГИН АН СССР,
Москва
ДВГИ ДВНЦ,
Владивосток

Дата поступления
3.X.1978

ХРОНИКА

УДК 552.52

**VIII КОНФЕРЕНЦИЯ ПО МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ ГЛИН
В г. ТЕПЛИЦЕ (ЧССР)**

Ю. П. КАЗАНСКИЙ

VIII Национальная конференция по минералогии и петрологии глин состоялась в октябре 1979 г. в г. Теплице (ЧССР). В конференции приняли участие около 100 специалистов, в том числе 12 человек, приглашенных из других стран — Болгарии, Великобритании, Венгрии, ГДР, Испании, Польши, СССР, ФРГ и Югославии. Было заслушано 36 докладов, охватывающих разные стороны проблемы — строения, состава, образования и практического использования глин. Все заслушанные сообщения можно разделить на четыре группы, освещающие такие вопросы, как: 1) кристаллохимия, ионный обмен и сорбция, 2) методы идентификации и количественного определения состава, 3) коры выветривания и почвы, 4) региональная минералогия, петрология и геология.

Совещание открыл проф. И. Конта (ЧССР), осветивший в общих чертах вопросы исследований глин и глинистых минералов в Чехословакии, которая богата месторождениями глин и в которой они широко используются. Президент Международной ассоциации по глинам, проф. Р. Маккензи (Великобритания) в своем выступлении обратил внимание на четыре проблемы, связанные с изучением глин: 1) кристаллохимия, 2) ассоциирующие минералы, 3) органо-минеральные соединения и 4) состав водно-растворимого комплекса. Им была продемонстрирована классификационная таблица глинистых минералов по их структурным особенностям. Рассматривая ассоциирующие минералы, Р. Маккензи указал на существование в глинах двух групп соединений, различающихся между собой по степени кристалличности и дисперсности. Большое значение придается органо-минеральным соединениям, широко распространенным в почвах и осадочных образованиях и существенно влияющим на миграцию вещества и состав конечных продуктов. Не менее важную роль в формировании состава и строения глин докладчик отводит растворимым солям, присутствующим в глинистых породах. Их состав во многом определяет свойства глин.

Вопросам кристаллохимии, ионному обмену и сорбции было посвящено восемь докладов. В сообщении С. Дуровича (Братислава) и К. Дорнбергер-Шифф (ГДР) предложена новая система символов политипов глинистых минералов, которая демонстрировалась на примере диккита. И. Полякович и И. Поляковичева (Братислава) рассмотрели структурные дефекты каолинитов, рассчитав их математически по методу Маккензи. В докладе Б. Чичеля (Братислава) предложены формулы и коэффициенты для определения параметров и положения атомов в структуре смектитов. Положение заряда воды в диоктаэдрическом монтмориллоните рассмотрели в своем сообщении И. Новак и Л. Новакова (Братислава). В докладе А. Виевиоры, Б. Лацкой и др. (ПНР) дан анализ структурной позиции минералов группы глауконита, образование которых предполагается путем трансформации из агрегатов смешанослойных фаз.

Несколько докладов было посвящено вопросам сорбции и ионного обмена. И. Казда (Брно) рассмотрел характер сорбции воды в глинистых почвах, которая влияет на структуру и свойства почвенного покрова. Б. Чичель и Д. Махнайдик (Братислава) изложила результаты экспериментов по насыщению смектитов ионами калия и аммония. По их мнению, это ведет к образованию смешанослойных структур. З. Боровец и В. Толар (Прага) привели экспериментальные данные по ионной замене цинка в каолинитах. Максимальные концентрации разных соединений цинка определялись величинами pH.

Вопросы количественного определения глинистых минералов в смесях освещены в двух докладах. Я. Крайнчек, З. Вайс и Р. Мартинец (Острава) предложили формулу расчета количества каолинита и иллита по интенсивности линий и расстояний ме-

жду ними в рентгенограммах. В другом докладе, представленном Р. Мартинцем, Я. Крайнчеком, З. Вайсом, предложена методика определения смесей минералов — каолинита, иллита и кремнезема. Оба доклада вызвали замечания по методической части, так как авторы работали в основном не с природными объектами, а с механическими смесями минералов. З. Вайс и Д. Миклош (Острава) рассмотрели рентгенометрическую идентификацию политипов вермикулита и триоктаэдрического хлорита. П. Мартинец, З. Вайс, Р. Страух и В. Шкода привели материалы, характеризующие спектры Романова для структур типа антигорита, хлоритов, вермикулита и смектита, обработанные на счетно-вычислительной машине. И. Хорват (Братислава) рассмотрел термограмму гекторита, объяснив дегидратацию пика при 30°С, десорбцией — при 60 и 150°С и 640—670°С. Б. Шрбена и И. Ванек (Прага) изложили результаты изучения монтмориллонита из Брананского месторождения в сканирующем микроскопе.

Большое количество докладов было посвящено почвам, корам выветривания и генезису глинистых минералов. Я. Шрабек, З. Боровец (Прага) и М. Раковского (Мост) охарактеризовали состав глинистых минералов в глинах Северочешского бурогоугольного бассейна, в которых выделено несколько ассоциаций (каолинит-иллит-монтмориллонит, иллит-каолинит), имеющих различное практическое применение. Х. Слостарикова и С. Мошк (Братислава) рассмотрели вопросы взаимодействия монтмориллонита с некоторыми органическими соединениями (анилин, изопропилоамин, этилендиамин, тританоламин), которые образуют органо-металло-минеральные комплексы. В докладе И. Крауса (Братислава), Е. Шамойловой (Братислава) и Я. Зубереца (Банска Быстрица) показаны гидротермальные продукты изменения (монтмориллонит, цеолиты, кристобалит) кислых вулканитов Кремницких гор, которые, кроме того, подверглись воздействию гипергенной каолинизации.

Ф. Липпманн (ФРГ) в большом и хорошо иллюстрированном схемами и диаграммами докладе показал возможные поля стабильности глинистых минералов (каолинит, иллит, монтмориллонит и др.) в условиях выветривания и седиментации. Однако автору было рекомендовано при такого рода построениях учитывать возможные изменения физико-химических параметров сред во времени.

В докладе Ю. П. Казанского (СССР) рассмотрены основные этапы глинообразования в продуктах выветривания, которые выявляются при совместном анализе состава выветрелого материала близких по составу, но разновозрастных пород (например, гранитов) и главных факторов выветривания (атмосфера, гидросфера, биосфера). Им намечено три таких этапа: 1) архей — ранний протерозой, 2) поздний протерозой — силур и 3) девон — кайнозой.

И. Конта (Прага) привел интересный материал, характеризующий морфологию продуктов выветривания, развитых по кислым плагиоклазам и щелочным полевым шпатам гранитов р-на Карловых Вар. Эти продукты разрушения полевых шпатов часто представлены псевдоморфозами каолинита. В докладе М. Грегора, И. Хорвата (Братислава) и Д. Вишновского (Жилина) рассмотрены минералы типа «файрклея», распространенные в плиоцене и неогене Словакии. Изучение структур этих образований позволило предположить замещение железом алюминия в октаэдрических позициях. Р. Шали и А. Михалик (Зволен) описали аллофан в почвах Словакии, который составляет 12—51% в глинистых фракциях. Минералогическому, химическому и гранулометрическому составам почв Средней и Южной Европы посвящен доклад И. Чезарика. Влияние глинистых минералов на свойства почв описал Б. Ванек (Прага). Р. Маккензи (Великобритания) охарактеризовал состав глинистых минералов Арабского полуострова, среди которых обнаружен палыгорскит, происхождение которого, вероятно, было обломочное.

Наибольшее число докладов посвящено составу и строению глин отдельных районов. Из них следует выделить доклад Дж. Бардоши (ВНР), который в ярком, прекрасно иллюстрированном сообщении показал генетические и количественные взаимоотношения между глинами и бокситами, а также дал классификацию бокситовых залежей разного возраста. В докладах Я. Шрамека (Прага) и А. Лангьер-Кушниаровой (ПНР) охарактеризованы глинистые минералы из палеозойских отложений. Я. Шрабек сопоставил состав глинистых минералов силурийских пород и конкреций Чехии, показав консервацию глинистого вещества в последних. В докладе проф. А. Лангьер-Кушниаровой дана характеристика бентонитов ордовика и силура Северной Америки, Британских островов, Центральной и Северной Европы, в которых обнаружено повышенное содержание (по сравнению с более молодыми отложениями) иллита.

Проф. Е. Галац (Испания) отметил широкое распространение сепиолита и палыгорскита на Пиренейском полуострове, особенно значительные скопления этих минералов связаны с неогеновыми континентальными отложениями. Кроме того, они известны в кембрийских и силурийских сланцах, кейперских глинах и мергелях, юрских доломитах, вулканическом материале и перидотитах, где имеют как осадочное, так и гидротермальное происхождение. В докладе И. Шинделаржа (Прага), И. Кралика (Острава) охарактеризованы глинистые минералы разных районов Чехословакии. Б. Држай (Югославия) дал описание структуры и каталитических свойств монтмориллонита из олигоцене Словении. Д. Черна (Прага) познакомила слушателей с условиями формирования бентонитов в районе Любашичей, которые образовались в туфах, оседавших в воронку взрыва. Д. Стефанов и И. Янев (НРБ) охарактеризовали глинистые минералы гидротермального происхождения в палеогеновых вулканитах Родоп.

Особое внимание уделено ректориту, образование которого связано с гидротермальным изменением кислых туфов.

Участники конференции имели возможность ознакомиться с коллекцией минералов и горных пород в Теплицком краеведческом музее, которая отражает особенности геологического строения окрестностей города. Геологические экскурсии проводились в окрестностях г. Теплице. Были осмотрены оглиненные брекчи на окраине пос. Билины, где в долине Деберш можно наблюдать замещение базальтового субстрата анокситом и цимолитом. Более глубокие изменения базальтов вскрыты карьером близ дер. Бранины, где находится известное месторождение бентонитов, сформировавшихся в результате выветривания основных изверженных пород. Осадочные каолинистые глины, содержащие примесь свободных окислов алюминия, прекрасно обнажены в большом карьере «Максим Горький», расположенном к западу от пос. Билины, в котором комплексно добывают бурые угли и керамическое сырье.

Знакомство с состоянием работ в области минералогии и петрографии глин в Чехословакии и некоторых других европейских странах (Болгарии, Венгрии, ГДР, Испании, Польше, ФРГ и др.) свидетельствует о высоком уровне исследований кристаллохимических свойств этих объектов, интенсивных поисках методов их идентификации, выяснении условий формирования глинистых минералов и их промышленных скоплений и, что особенно важно, о достаточно быстром и успешном внедрении научных достижений в практику геологических работ. Последний вывод прежде всего относится к работам чехословацких коллег, доклады которых, отражающие все стороны этой проблемы, были наиболее многочисленны и хорошо иллюстрировались осмотренными объектами на экскурсии.

Следует также отметить хорошую, четкую организацию в подготовке и проведении конференции, выполненную членами оргкомитета — сотрудниками естественного факультета Карлового университета под руководством проф. И. Конты.

СНИИГГИМС,
Новосибирск

Дата поступления
20.III.1980

УДК 551.35

МЕЖДУНАРОДНЫЙ СЕМИНАР «РЕЧНОЙ СТОК В ОКЕАНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ»

В. В. ГОРДЕЕВ

В Риме (Италия) с 26 по 30 марта 1979 г. проходил международный семинар «Речной сток в океанические системы», организованный Рабочей группой (РГ) № 46 СКОРа (Научного комитета по океанографическим исследованиям при ЮНЕСКО). РГ № 46 РИОС (RIOS — River Inputs to Ocean Systems), существующая с 1974 г., ставит своей целью активизировать деятельность ученых разных стран в изучении проблемы влияния континентов на океан. Основные вопросы, поставленные группой, следующие:

1. Каково влияние климатических, геологических и культурных факторов на химический состав речных вод и взвесей?

2. Какие трансформации происходят на стыке речных и морских вод?

3. Какая часть речного осадочного материала (растворенного и взвешенного) достигает в конечном счете пелагических частей?

В настоящее время РГ № 46 СКОРа РИОС состоит из 14 членов, представляющих 10 стран (председатель группы проф. Д. Лал (Индия). Членом группы от Советского Союза является с 1978 г. автор настоящего сообщения.

В работе семинара приняло участие около 60 ученых из 19 стран. Заслушано и обсуждено 36 заказных докладов по пяти секциям:

1. Факторы, контролирующие состав речной воды и баланс масс речных систем;

2. Эрозия и транспорт материала (растворенного и взвешенного);

3. Поведение химических соединений при эстуарном смешении;

4. Химические взаимодействия с участием биосферы и потоки органического вещества в эстуариях;

5. Влияние человека на речной сток в океанические системы и сравнение путей переноса вещества с континента в прибрежную зону океана.

Секция 1. Обзорный доклад о путях переноса основных элементов с континентов в океаны через реки сделал М. Мейбек (Франция). В докладе дана оценка влияния литологии, климата, типа растительности и рельефа бассейнов на состав речных вод и взвесей. Приведены новый средний ионный состав речных вод и показатели ионного стока, основанные на данных по рекам, водный сток которых составляет 64% от водного стока рек мира:

Концентрация ионов и показатель ионного стока	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Сумма ионов
мг/л	10,4	13,8	3,45	5,85	1,35	6,55	9,3	52,8	93,1
т/км ² . год	3,9	5,2	1,3	2,2	0,5	2,45	3,5	19,7	34,9

Проф. А. Лерман (США) совместно с Ф. Т. Маккензи, Б. Л. Ристветом и Д. Ц. Торстенсоном рассмотрели вопрос о балансе масс между реками и океаном и попытались оценить в нем роль «обратного выветривания» (аутигенез силикатных минералов и возвращение CO₂ в атмосферу в соответствии со схематической реакцией «обратного выветривания» — деградированные силкаты + H₄SiO₂ + HCO₃⁻ + катионы = новые глинистые минералы + CO₂ + H₂O). На примере осадков залива Канеохе (о. Оаху, Гавайские о-ва) показано, что подобные реакции, приводящие к образованию либо аутигенного нонтронита, либо смешанослойного смектит-иллита, могут иметь место во всех восстановленных морских осадках, богатых слабо окристаллизованным терригенным «каолинитом» и с высоким содержанием SiO₂ в иловых водах. Ван Беннеком и В. Саломонс (Нидерланды) и Дж. Эдмонд (США) рассмотрели пути переноса с континента в океан реками органического вещества, биогенов и микроэлементов. Дж. Эдмонд подверг сомнению существующие в литературе данные по микроэлементному составу речных вод, основываясь на результатах анализа следов металлов в морских водах. Дж. Зобрист и В. Штумм (Швейцария) сделали попытку оценить концентрации и сток основных и микрокомпонентов современного Рейна и древнего «чистого» Рейна на основании информации о химическом составе вод незагрязненного верхнего течения р. Альпийского Рейна, минералогическом составе дренируемых пород и химических анализах вод Рейна 100-летней давности. По их оценке, роль человека в повышении стока многих компонентов водами Рейна очень велика. Критически рассматриваются существующие способы расчета химических форм элементов при эстуарном смешении пресных вод и соленых вод в докладе Ф. Миллеро (США). При S ≥ 2‰ относительные фракции компонентов основных ионов эстуарных вод уже подобны таковым для морской воды, и поэтому воды большей части эстуарной зоны могут рассматриваться как разбавленная морская вода.

Секция 2. Переносу речных взвесей в океаны посвящено выступление Дж. Миллимана (США). Подсчеты твердого стока рек мира, выполненные разными авторами, дают разброс от 13 до 58 млрд. т. При этом возникают следующие основные трудности: слабая изученность крупнейших рек, особенно в Азии и Африке; неучет влекомых наносов и «катастрофических» событий, таких, как наводнение и т. п. (например, за один день наводнения на малой реке Санта Клара, Калифорния, США в 1969 г. было вынесено в океан 22 млн. т (!) вещества при среднемноголетнем твердом стоке этой реки 69 тыс. т/год); вмешательство человека в природные процессы рек (урбанизация, распашка земель, строительство плотин и т. д.). К. Р. Дир (Великобритания) и Р. Б. Гордон (США) дали краткие обзоры состояния знаний о физических процессах в эстуариях — диффузии и дисперсии солей в эстуариях и роли поверхностных волн, ветровых течений, потоков речных вод и приливов в ресуспензии глинистых осадков и в эффективности задержания речного материала в зоне эстуария. Дж. Р. Шубель и Д. Хиршберг (США) рассмотрели пути подхода к решению вопроса о переносе и накоплении в эстуарии тонкозернистых осадков, подчеркнув необходимость тщательного выбора потенциальных точек отбора колонок донных осадков и резко критикуя тех геохимиков, которые пытаются описать историю загрязнения эстуариев на основании изучения нескольких колонок без оценки представительности их для системы эстуария в целом. Проблема геохронологии эстуарных осадков посвящен обзорный доклад С. Кришнасами (Индия). Докладчик сообщил как о достигнутых успехах в использовании радионуклидов для датировок быстронакапливающихся осадков в эстуариях (Pb²¹⁰, Th²³⁴, Be⁷, Cs¹³⁷, Pu²³⁹⁺²⁴⁰ и др.), так и о существующих трудностях и ограничениях метода.

Секция 3. Здесь было представлено наибольшее количество докладов, в которых подчеркивалась важность и исключительная сложность проблемы трансформации химических форм элементов при смешении речных и морских вод. Подходы к определению химических форм элементов Периодической таблицы обсуждались в докладе М. Вайтфилда, А. Г. Диксона и Д. Р. Тернера (Великобритания). Югославские ученые В. Правдич, И. Едначек-Бишан и М. Юрасич представили доклад «Физико-химические параметры, описывающие роль взвешенного материала в водах эстуариев». Адсорбционные свойства неорганической взвеси характеризуются авторами главным образом двумя физико-химическими параметрами — электрокинетическим потенциалом и энергией взаимодействия между молекулярным или ионным раствором и поверхностью взвеси. Смена знака заряда осадочных частиц с «+» на «-» по мере увеличения солености воды не является результатом прямого ионного взаимодействия, а обусловлена предпочтительной адсорбцией неидентифицированного органического материала взвешенными частицами. Очевидно, дальнейшие успехи в изучении этого явления связаны с детальными исследованиями взвешенного органического вещества, стабильности его в коллоидном состоянии и электрокинетических свойств. Очень большое влияние органическое вещество оказывает на поведение при эстуарном смешении металлов и особенно железа, с которым оказывается тесно связанной судьба многих микроэлементов.

Эти вопросы рассматривались в сообщениях *Дж. М. Беверса*, *П. А. Етса* (Канада) и *Дж. Смита* и *П. Милна* (Австралия).

Большой интерес вызвал доклад *Е. Р. Шолковица* (Шотландия), в котором он сообщил результаты своих лабораторных экспериментов. Наибольшее внимание было уделено идентификации процессов, которые контролируют удаление из раствора в зоне смешения вод растворенных гумидных кислот, железа и некоторых микроэлементов. Эксперименты показали, что основным механизмом удаления является флокуляция микроэлементов, которые находятся в речной воде в виде коллоидов в ассоциации с коллоидными гумидными кислотами и гидроокисями железа. Краткий обзор поведения компонентов растворенного органического вещества (РОВ) в эстуариях дал *Р. Ф. Мантура* (США). Как и многие другие авторы, он указал на крайне слабую изученность биогеохимии эстуариев и необходимость объединить усилия ученых разных стран в исследованиях по данному направлению. Бельгийский ученый *Р. Волласт* посвятил свое сообщение редокс-процессам в эстуариях. Общая окислительно-восстановительная модель эволюции концентраций восстановленных и окисленных компонентов нескольких окислительно-восстановительных пар (нитрит — нитрат, иодит — иодат и др.), построенная при допущении, что термодинамическое равновесие достигается для каждой редокс-пары в каждом сечении эстуария, может, по мнению ученого, успешно предсказывать общие тенденции изменения химии воды.

С докладом «Потоки и поведение реакционноспособных материалов в урбанизированных эстуариях» выступили *Х. Симпсон*, *Р. Бопп*, *Б. Дек* и *Ц. Олсен* (США). На примере эстуария р. Гудзон показано, что в условиях активной циркуляции вод и высоких потоков веществ физический процесс (разбавление) преобладает над процессами биохимического взаимодействия для таких компонентов, как биогены, микроэлементы, радионуклиды, детергенты. Сообщение *Д. Хеммонда* (США) посвящено рассмотрению диффузионных процессов в иловых водах и переносу химических компонентов через поверхность раздела осадок — вода. Анализ механизма удаления реактивного силиката в эстуарном регионе дан проф. *Ли Факси* (КНР). На примере поведения растворенного силиката в устьевой зоне одной из рек (КНР) показано, что простая математическая модель соотношения между консервативным или неконсервативным компонентом и хлорностью в зоне смешения пресных и соленых вод может дать адекватное описание механизма удаления компонента из воды. Сезонное распределение азотно-фосфорных отношений в поверхностных водах различных районов Балтийского моря рассмотрено в сообщении *С. Фонзелиуса* (Швеция).

Секция 4. Представленное на секции малое число докладов, затрагивающих лишь некоторые частные вопросы, подчеркивает крайне слабую разработанность проблемы химического взаимодействия биосферы и органического вещества в эстуариях. В докладе *П. ле Б. Вильямса* (Англия) «Первичная продуктивность и гетеротрофная активность эстуариев» сделана попытка оценить в глобальном масштабе первичную продукцию $\text{C}_{\text{орг}}$ в эстуариях. Общая площадь эстуариев (границей между эстуарной и прибрежной зонами служила изоплета 33,5%) принята равной $1,7 \cdot 10^6 \text{ км}^2$. Фотосинтетическая продукция эстуариев оценивается в первом приближении величинами в пределах $(5-10) \cdot 10^{14} \text{ г C/год}$, что выше речного стока органического вещества, равного $1 \cdot 10^{14} \text{ г C/год}$. Расчеты приводят к заключению, что основные источники органического материала в эстуариях — это континентальный сток и местная фотосинтетическая продукция. Процессы цикличности биогенных элементов в эстуариях рассмотрены в докладе *Дж. Маккарти* (США). *Г. Рейнхарт* (ФРГ) в докладе «Эстуарные бактериальные популяции и их роль в распаде органического материала», показал, что бактериальная популяция в водной толще подвержена постоянным изменениям по составу и активности. В эстуарии Эльбы наблюдались максимальные величины в зимний период. Транспорт бактериальной биомассы может достигать здесь высоких значений ($1,1 \cdot 10^{10} \text{ г/год}$ в 1975 г.) с большой пропорцией активной бактериальной биомассы (36—63% в 1978 г.). Бактериальная биомасса изменяется также в зависимости от солёности. При солёности 0,5—5,0‰ увеличивается пропорция галофильных бактерий и снижается процент пресноводных или лимнических форм. Более 50% бактерий может находиться в прикрепленном к богатому органикой детриту. *В. Рибург* (США) посвятил свой доклад вопросу гетеротрофного преобразования органического вещества в донных осадках. Он показал важность влияния анаэробного окисления метана на бюджет углерода осадков эстуария. Окисление метана оказывается тесно связанным с сульфатредукцией. Сам метан может быть важным субстратом для сульфатредуцеров, так что анаэробное потребление метана может объяснить существенную фракцию потока сульфата. В зависимости от наличия сульфата сульфатредукция может быть ответственна за минерализацию 50% органического углерода, в то время как на долю анаэробного потребления метана приходится от 15 до 40% преобразования органического вещества осадков. Краткий обзор существующей информации о потоках органического углерода в эстуариях разного типа дан *Р. Шрёдером* (США). Из обзора очевиден недостаток знаний о механизмах переноса компонентов органического углерода речного происхождения. Неконсервативное поведение молекул типа галометанов и других галогенированных углеводородов можно объяснить потерями на летучесть. Однако автор допускает существование других неизвестных механизмов удаления, так как неконсервативное поведение наблюдается также под покровом льда.

Секция 5. Работу секции открыло выступление проф. *Э. Гольдберга* (США), посвященное результатам влияния человеческой деятельности на речной сток в океан.

Доладчик, в частности, указал на частую недооценку при балансных расчетах роли влскомых наносов. *Р. Мид* (США) оценил влияние человека на сток пресных вод, растворенных и взвешенных веществ реками восточного побережья США в Атлантический океан. Водный сток изменяется как в результате переброски части стока одной реки в бассейн другой, так и в результате зарегулированности речного стока, которое приводит к сужению пределов сезонных колебаний стока. От трети до половины растворенных в водах рек атлантического побережья США макроэлементов может быть приписано городским, промышленным и сельскохозяйственным стокам, однако эти добавки не могут оказать существенного влияния на химию прибрежных вод или время пребывания основных элементов в океане. Искусственные добавки биогенных элементов составляют здесь более половины, однако в результате усвоения биогенов фитопланктоном их влияние ограничивается в основном зонами эстуариев. Что касается твердого стока рек данного региона, то, по оценке *Мида*, лишь менее 5% его проникает на внешний шельф и в открытый океан. О результатах изучения гранулометрического, минералогического и химического состава осадков эстуариев трех малых рек Калифорнии, протекающих в зоне полуаридного климата сообщила *К. Бертине* (США). По ее данным, существенного увеличения содержания тяжелых металлов, кроме Рb, в эстуарных осадках этой зоны под влиянием человеческой деятельности не обнаруживается. Сравнительный анализ влияния вод р. Нила на средиземноморские воды до и после сооружения высотной Асуанской плотины сделан в докладе *С. Д. Вахби* и *Н. Ф. Бишара* (АРЕ). Показано, что в результате резкого снижения стока пресных вод в море с $42,9 \cdot 10^9 \text{ м}^3/\text{год}$ в 1959—1963 гг. до $18,0 \cdot 10^9 \text{ м}^3/\text{год}$ в 1965 г. (строительство плотины закончено в 1964 г.) существенно изменился гидрологический и гидрохимический режим прилегающих к устью Нила районов моря, снизилась биомасса фитопланктона и уловы рыб. *Е. Дурсма* (Нидерланды) сравнил речной сток и другие источники поступления органического вещества в прибрежную зону моря. По оценке автора, менее 0,47% всего органического вещества в океане имеет речное происхождение. В двух последних докладах освещена роль атмосферы как источника вещества в прибрежной зоне. *Г. Виндом* (США) сопоставил атмосферную поставку неорганического материала с речным стоком и сделал вывод о возможном преобладании атмосферного источника неорганического материала в прибрежных районах моря с умеренным речным стоком. Процессы, управляющие обменом газов через поверхность раздела вода — воздух, рассмотрены в выступлении *П. Лиса* (Англия). Сделана попытка оценить потоки газов через поверхность воды в эстуарных и прибрежных зонах моря.

С целью широкого ознакомления научной общественности с итогами работы семинара ЮНЕСКО предполагает опубликовать сборник трудов семинара в ближайшее время. От Советского Союза принята к опубликованию в сборнике статья *А. П. Лисицына*, *В. Н. Лукашина*, *Е. Г. Гурвича*, *В. В. Гордеева* и *Л. Л. Деминой* «О соотношении между речным стоком элементов и их накоплением в донных осадках океана».

В целом проведение семинара явилось важным шагом в деле изучения эстуарных зон. После прослушивания всех докладов для участников семинара вполне очевидной стала необходимость объединить и скоординировать усилия ученых и специалистов разных стран для получения фундаментальных знаний о процессах, протекающих в зонах, переходных между континентом и океаном.

На заключительном заседании РГ № 46 СКОРa принято решение рекомендовать международным организациям, таким, как СКОР, ЮНЕСКО, МОК, ЮНЕП, и правительствам стран — членов этих организаций активизировать научные исследования рек, эстуариев и прибрежных регионов и по возможности усилить международную кооперацию. Решено также проводить подобные семинары примерно один раз в два года в различных странах мира.

Институт океанологии АН СССР,
Москва

Дата поступления
24.XII.1979

**К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
АЛЕКСАНДРА АНДРЕЕВИЧА ДУБЯНСКОГО (1880—1974)**

28 марта 1980 г. исполнилось 100 лет со дня рождения видного ученого, доктора геолого-минералогических наук, лауреата Ленинской премии, заслуженного деятеля науки и техники РСФСР, члена-корреспондента АН УССР, профессора Александра Андреевича Дубянского.

Значение научных исследований А. А. Дубянского по изысканию полезных ископаемых и водных ресурсов Центрально-Черноземных областей трудно переоценить. Профессиональная направленность его была необыкновенно многогранна, как многогранен перечень различных месторождений, открытых им в пределах ЦЧО. Особо следует отметить, что научная деятельность А. А. Дубянского всегда была тесно связана с нуждами и запросами народного хозяйства.

Александр Андреевич Дубянский родился в с. Старая Криуша Петропавловского р-на Воронежской обл. В 1904 г. он поступил в Юрьевский университет на естественно-историческое отделение физико-математического факультета, которое окончил в 1908 г. с золотой медалью, получил степень кандидата естественных наук и был оставлен при университете на педагогической работе.

В 1918 г. А. А. Дубянский командировался Российским географическим обществом в Харьковскую, Курскую и Тамбовскую обл. для гидрогеологических исследований. С 1921 по 1924 гг. возглавляет кафедру геологии и палеонтологии во Владикавказском политехническом институте. В 1924 г. избирается по конкурсу профессором и заведующим кафедрой геологии Воронежского сельскохозяйственного института. С этого года и до конца жизни (1974 г.) его творческий путь неразрывно связан с этим институтом. В 1937 г. А. А. Дубянский был утвержден ВАКом в ученой степени доктора геолого-минералогических наук, а в 1939 г. избран членом-корреспондентом Академии наук УССР.

Большой патриот Воронежской обл., А. А. Дубянский наряду с преподавательской работой в Воронежском сельскохозяйственном институте отдавал большую часть своего времени и сил на исследование природных ресурсов родного края. Им были открыты и исследованы богатейшие залежи мергелей, на базе которых работает Подгоренский цементный завод союзного значения; залежи охры в районе г. Бутурлиновки; трепелов в районе пос. Касторное, на базе которых построен Благодатенский трепельный комбинат; граниты, огнеупорные глины, пески и другие строительные материалы. А. А. Дубянский составлена карта полезных ископаемых и строительных материалов Воронежской обл. и издана книга «Полезные ископаемые Воронежской области» (1961).

В 1959 г. Александру Андреевичу присуждена Ленинская премия и звание лауреата за геологически обоснованный прогноз месторождения богатых руд Курской магнитной аномалии (КМА). В 1960 г. он получил звание заслуженного деятеля науки и техники РСФСР.

Необходимо особо отметить исследования А. А. Дубянского в области гидрогеологии, которая на долгом плодотворном творческом пути была одной из главных областей приложения его сил. В процессе многолетней и целеустремленной деятельности Александром Андреевичем разработана основа учения о подземных водах ЦЧО, способствовавшего развитию всех последующих методик и средств рационального использования вод этой обширной зоны.

В годы индустриализации и коллективизации сельского хозяйства, когда осуществлялось бурение большого количества скважин для водоснабжения, А. А. Дубянский ставит вопрос о необходимости систематизации и обобщения полевых материалов. На первом этапе развития работы основное внимание он уделял совершенствованию техники бурения, рациональному размещению скважин, их технической и гидрогеологической документации.

Особенно важное значение А. А. Дубянский всегда придавал тщательной научной обработке бурового материала, изучению его литологических, стратиграфических, геохимических, инженерно-геологических особенностей. Добросовестное отношение к геологическим факторам, предельная наблюдательность, стремление не оставить без вни-

мания ни одного признака, ни одного даже самого незначительного на первый взгляд явления — основные черты неутомимого исследователя А. А. Дубянского, исколесившего всю территорию ЦЧО.

В результате гидрогеологических исследований опубликованы десять монографий, в том числе «Гидрогеологические районы Воронежской области» (1936), «Геология и подземные воды северной части Воронежской области» (1939), «Геология и подземные воды Курской и Орловской областей» (1948). В работах, не утративших своего научного и практического значения и в настоящее время, приводится подробная сводка по условиям залегания, площади распространения и стратиграфическому положению основных водоносных горизонтов; дается оценка водообильности скважин и качеству вод. Этими работами впервые обосновано и осуществлено районирование территории ЦЧО по гидрогеологическим особенностям.

В 1931 г. у с. Белая Горка Богучарского р-на на берегу р. Дон А. А. Дубянским открыта на глубине 156 м минеральная вода, которая, по заключению Пятигорского государственного бальнеологического института и Центрального института курортологии Министерства здравоохранения СССР, по химическому составу и бальнеологическим свойствам является единственной в СССР и не уступает всемирно известным источникам Висбадена и Крейцнаха. Скважина самоизливом дает 15 м³/ч.

А. А. Дубянский был страстным пропагандистом бережного отношения к водным ресурсам и подвергал суровой критике неоправданные вырубки пойменных лесов, распахивание склонов речных долин, пагубно влияющие на водный баланс местности.

В начале 60-х годов в связи с возросшим потреблением питьевой и технической воды назрела необходимость в разработке проблемы искусственного пополнения запасов подземных вод ЦЧО. По инициативе Александра Андреевича в 1965 г. при Воронежском СХИ организуется проблемная научно-исследовательская гидромелиоративная лаборатория, которую он и возглавил.

В 1969 г. А. А. Дубянским предложен овражно-балочный метод пополнения ресурсов подземных вод, а в 1973 г. под его руководством коллективом лаборатории разработана схема использования фильтрующих водоемов для орошения.

Таким образом, научная деятельность Александра Андреевича Дубянского по исследованию Центрально-Черноземных обл. представляет собой воплощение истории развития, становления и совершенствования учения о подземных водах, их пополнении и рациональном использовании.

Неутомимый исследователь, А. А. Дубянский много энергии отдавал общественной работе. Он избирался делегатом на чрезвычайный VIII Всесоюзный съезд Советов и на чрезвычайный XVII Всероссийский съезд Советов. В 1938 г. от Землянского избирательного округа Воронежской обл. он был избран депутатом Верховного Совета РСФСР. В 1939, 1940, 1955 гг. утверждался участником Всесоюзной сельскохозяйственной выставки, занесен в почетную книгу и награжден медалью. В 1946 г. А. А. Дубянский награжден медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне», в 1953 г. — орденом Ленина.

Исключительная научная эрудиция в решении сложных научных проблем, большая инициативность, принципиальность и требовательность сочетались у Александра Андреевича с большой душевной добротой и отзывчивостью.

Это был большой ученый и замечательный человек. Память о нем останется в его делах и трудах, а также в сердцах тех, кому посчастливилось работать с ним и знать его.

Сельскохозяйственный институт,
Воронеж

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**Г. А. КАЛЕДА, А. Г. КОССОВСКАЯ,
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ, А. П. ЛИСИЦЫН, А. К. ЛИСИЦИН,
Ю. И. ЛУНЕВА, Б. М. МИХАЙЛОВ, А. Б. РОНОВ, А. С. СОКОЛОВ, В. А. ТЕНЯКОВ,
П. П. ТИМОФЕЕВ, И. В. ХВОРОВА, В. Н. ХОЛОДОВ (зам. главного редактора)**

EDITORIAL BOARD:

**G. A. KALEDA, A. G. KOSSOVSKAJA,
G. F. KRASHENINNIKOV, A. P. LISITZIN, A. K. LISITZIN,
Ю. И. LUNEVA, B. M. MICHAILOV, A. B. RONOV, A. S. SOKOLOV, V. A. TENJAKOV,
P. P. TIMOFEEV, I. V. KHVOROVA, V. N. KHOLODOV (Assistant Editor-in-chief)**

Адрес редакции:

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

телефон 233-00-47, доб. 377

Зав. редакцией В. Д. КОМПАНЕЕЦ

Технический редактор Е. И. Гришина

Сдано в набор 2.06.80.	Подписано к печати 25.07.80	Т-08583	Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆
Высокая печать	Усл. печ. л. 12,6+1 вкл.	Уч.-изд. л. 14,1	Бум. л. 4,5
		Тираж 1229 экз.	Зак. 5026

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099 Москва, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 25 к.

Индекс 70493

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКА»
ГОТОВИТСЯ К ПЕЧАТИ:**

**Борисенко Е. Н. ГЕОХИМИЯ ГЛЕЕВОГО КАТАГЕНЕЗА В ПОРОДАХ
КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ. 15 л. 2 р. 30 к.**

В работе излагаются результаты первого детального изучения геохимических изменений в породах красноцветной формации, произошедших под воздействием бескислородных и бессероводородных подземных вод [глеевого катагенеза]. Показано региональное распространение в красноцветной формации этого процесса и сходство его физико-химических проявлений с современным оглеением в почвах и грунтах.

Работа рассчитана на геологов, литологов, геохимиков, занимающихся вопросами теории экзогенного рудообразования, и на студентов и преподавателей вузов.

**В МАГАЗИНАХ «АКАДЕМКНИГА»
имеется в продаже:**

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ СССР. Т. 25. РСФСР. ТУВИНСКАЯ
АССР. Период 1956—1960. Вып. 1. Опубликованные работы. 1975. 232 с.
2 р. 43 к.**

Книга состоит из двух разделов. В первом разделе на основе обобщения всех выполненных за указанное время работ излагаются основные достижения в области стратиграфии и палеонтологии, геологии четвертичных отложений и геоморфологии, литологии, петрографии и геохимии, тектоники; во втором — даются рефераты, аннотации и библиографические справки на все опубликованные работы по геологии Тувинской АССР за 1956—1960 гг., а также соответствующие к ним указатели.

Издание является полезным справочником по геологии и истории геологических исследований.

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

480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320005 Днепропетровск, проспект Ю. Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197110 Ленинград, П-110, 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.