

✓ К-14038
П287561

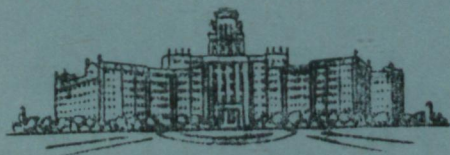
ВЕСТНИК ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА



№ 120

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОГРАФИЯ

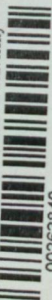
ВЫПУСК 6



«ВИЩА ШКОЛА»

58 коп.

V.N. Karazin Kharkiv National University



00263840

5

ЦНБ ХНУ
Дата повернення:

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

ВЕСТНИК
ХАРЬКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

№ 120

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОГРАФИЯ

ВЫПУСК 6

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА»
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ ХАРЬКОВСКОМ
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ
Харьков — 1975

Печатается по решению Ученого совета геолого-географического факультета Харьковского государственного университета (протокол № 9 от 24 мая 1974 г).

Описываются результаты изучения вещественного состава пород, исследований в области биогеохимии и гидрогеологии. Затронута проблема защиты окружающей среды от загрязнения.

Вестник рассчитан на научных работников и специалистов в области геологии.

Начиная с шестого выпуска вестник будет именоваться «Геология и география». С первого по пятый выпуски вестник назывался «Геология».

Редакционная коллегия:

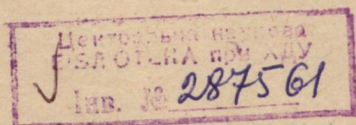
О. И. Бублай (отв. секретарь), канд. геол.-минерал. наук
А. П. Голиков, доц. Г. П. Дубинский, проф. П. В. Зарицкий,
проф. В. П. Ковалев, доц. И. И. Литвин, проф. В. П. Макри-
дин, проф. Г. Г. Малеваный, доц. Г. Д. Соболев (отв. ре-
дактор).

Адрес редакционной коллегии:

310077, Харьков, 77, пл. Дзержинского, 4, Государственный университет, геолого-географический факультет.

Редакция естественнонаучной литературы

И. о. зав. редакцией А. Г. Роскопыт



ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Нижнемеловые отложения широко распространены на территории Днепро-Донецкой впадины. Они обычно залегают на различных глубинах под более молодыми отложениями, и только в районе Канева и на северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения наблюдаются их выходы на дневную поверхность. Мощность нижнемеловых отложений колеблется в широких пределах, достигая местами 200 м, а глубина залегания кровли — 1086 м. Максимальные мощности и глубина залегания кровли нижнего мела приурочены к центральной части впадины (зоне палеозойского грабена). По направлению к ее бортовым частям, особенно к северо-восточному склону Украинского кристаллического щита, а также к северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения мощность нижнего мела уменьшается, вплоть до полного его выклинивания. Мощность и глубина залегания нижнего мела определяются также наличием многочисленных брахиантиклинальных и куполовых структур.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют устанавливать присутствие в разрезе нижнего мела валанжинского, нерасчлененных готеривского и барремского, а также аптского и альбского ярусов [4, 8, 12, 13]. Наибольшая стратиграфическая полнота разрезов нижнего мела наблюдается на северо-западе Днепро-Донецкой впадины. На северо-восточном склоне Украинского кристаллического щита и значительной территории юго-восточной части Днепро-Донецкой впадины нижний мел представлен только аптским и альбским ярусами, а на северо-западной окраине Донецкого складчатого сооружения — аптским ярусом.

Наблюдаемое распространение нижнемеловых отложений, их мощность и глубина залегания, стратиграфическая полнота разрезов нижнего мела отдельных районов обусловлены общими структурными особенностями Днепро-Донецкой впадины, возникшими в результате ее длительного геологического развития.

В работах некоторых авторов рассматриваются постседиментационные изменения преимущественно палеозойских, в меньшей степени мезозойских осадочных образований Днепро-Донецкой впадины [3, 5, 14, 16]. Устанавливаемая эпигенетическая зональ-

ность осадочной толщи свидетельствует о слабом вторичном изменении меловых отложений, сформировавшихся главным образом в стадии седиментогенеза и диагенеза. По мнению Н. В. Логвиненко [16], они находятся в зоне начального катагенеза.

Литологические особенности нижнемеловых отложений подтверждают такое предположение. Данные отложения характеризуются широким развитием несцементированных и слабосцементированных пород — песков, алевроитов, глин, рыхлых песчаников и алевролитов с нормальными осадочными структурами и текстурами. В них отсутствуют не размокающие в воде аргиллиты, конформные, инкорпорационные и микростиллитовые структуры, присутствуют лигниты и бурые угли. Обломочные породы характеризуются высокой пористостью и проницаемостью.

Являясь типичными платформенными образованиями, нижнемеловые отложения погружены в целом на относительно небольшие глубины и находятся в зоне с невысокими температурами и давлением. Глубина залегания их кровли сильно колеблется, достигая местами 1086 м. Поскольку геотермический градиент в меловых отложениях Днепровско-Донецкой впадины равен $1,5-2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, вычисленные приведенные температуры на глубине 1000 м изменяются здесь в пределах $24-32^{\circ}\text{C}$ [6]. Давление по приближенным подсчетам равно 20 265 кПа [200 атм]. Указанные температуры и давление соответствуют, очевидно, их минимально необходимым величинам, при которых начинаются катагенетические изменения пород [16].

Под диагенезом понимается совокупность процессов преобразования исходных осадков в осадочные горные породы. К нему относятся все постседиментационные изменения нижнемеловых осадков, которые проявлялись до превращения последних в горные породы.

Масштабы и характер диагенетических процессов в значительной степени зависят от фациального и вещественного состава исходных осадков. В морских нижнемеловых отложениях (валанжин, сероцветная толща готерив-баррема, альбский ярус) комплекс диагенетических минералов относительно богат: глауконит, сидерит, сульфиды железа, кальцит, фосфат кальция, опал, тридимит, халцедон, кварцин, цеолиты. Широкое распространение получают железистые минералы — глауконит, сидерит и сульфиды железа. Глауконит особенно широко распространен в валанжинских и альбских отложениях, сидерит — в сероцветной толще готерив-баррема. Сульфиды железа встречаются повсеместно.

Со стадией диагенеза связано перераспределение вещества и формирование конкреционных образований. Происходила частичная цементация обломочных осадков сидеритовым цементом с коррозией и замещением сидеритом обломочных зерен кварца, полевых шпатов и др. Максимум образования сидеритовых конкреций наблюдается в сероцветной толще готерив-баррема. Конкрекции сульфидов железа отмечаются в различных типах пород, при

этом их максимальные размеры выявлены в песках и песчаниках. Возникали псевдоморфозы сульфидов железа по органическим остаткам, изменялось органическое вещество.

В альбских отложениях о перераспределении вещества в диагенезе свидетельствует образование стяжений кремнистых пород и кремнистых песчаников, сформировавшихся благодаря перераспределению биогенного кремнезема (переработка спонгиозного материала), в меньшей степени желвачков фосфоритов и сульфидов железа. Процесс раскristаллизации аморфного кремнезема и перекристализации его кристаллической фазы, который имел место, не был завершен.

Таким образом, в морских нижнемеловых отложениях в стадии диагенеза довольно широко было распространено аутигенное минералообразование. Диагенез в осадках проявился в их частичной цементации, в образовании конкреций, раскristаллизации аморфного вещества и частичной перекристализации его кристаллической фазы.

В континентальных нижнемеловых отложениях (пестроцветно-сероцветная толща готерив-баррема, аптский ярус) диагенетические процессы проявляются меньше. К числу диагенетических образований здесь можно отнести сидерит, сульфиды железа, анатаз, частично каолинит.

Сидерит — один из наиболее распространенных диагенетических минералов пестроцветно-сероцветной толщи готерив-баррема. Бобовины, сферолиты, изредка ромбоэдри сидерита встречаются почти повсеместно, тяготея к глинистым, особенно к пестроцветным породам. Достаточное количество органического вещества, прежде всего в аптском ярусе, способствовало достижению процессом преобразования железа сульфидной стадии. Обломки обуглившейся древесины часто встречаются в центральных частях конкреций сульфидов железа. Сульфиды железа в рассеянном состоянии, а также в виде конкреционных образований, широко распространены в глинистых породах, в песках и песчаниках чаще встречаются их крупные конкреции.

В кислых условиях среды происходило разложение полевых шпатов и слюд, сопровождавшееся образованием каолинита. За счет преобразования обломочного лейкоксена формировались кристаллики аутигенного анатаза.

На этапе раннего катагенеза несколько уплотняются нижнемеловые породы, продолжается раскristаллизация аморфного кремнезема, появляются зернистый сидерит и кальцит. Структурно-текстурные изменения в песчано-алевритовых породах не наблюдаются. Глинистый цемент обломочных и глинистое вещество глинистых пород существенно не изменяются. Нижнемеловые отложения в целом находятся в зоне неизмененного глинистого цемента [9, 16].

Нижнемеловым отложениям Днепровско-Донецкой впадины свойственно проявление процессов древнего гипергенеза (выветривания). Это нашло выражение в первую очередь в образовании

окислов и гидроокислов железа, особенно характерных для пестроцветно-сероцветной толщи готерив-баррема. Минералы возникали как новообразования в связи с приведшим к окислению сидерита и сульфидов железа действием поверхностных вод, богатых кислородом. Этот процесс в значительной степени обусловил окраску нижнемеловых пестроцветных пород.

Проблема образования красноцветных и пестроцветных отложений, привлекающая внимание многих исследователей в течение длительного времени, остается дискуссионной и сейчас. Не вдаваясь в детали указанной проблемы, так как она должна быть объектом специальных исследований, остановимся только на рассмотрении существующих представлений о природе нижнемеловых пестроцветных отложений Днепровско-Донецкой впадины. О генезисе последних существуют две точки зрения.

Некоторые исследователи считают, что наличие пестроцветов в составе нижнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины свидетельствует об изменении климатических условий и о господстве в определенное время аридного климата [1, 2]. Таким образом, пестроцветные отложения, по их мнению, являются продуктом аридного литогенеза. В качестве доказательства делаются ссылки на отсутствие углистых частиц в пестроцветах и на образование последних в окислительных условиях. Но, как известно, пестроцветная и красноцветная окраски пород еще не доказывает наличие аридного климата. Красноцветные отложения встречаются также в гумидных зонах [19].

Согласно другой точке зрения, пестроцветные нижнемеловые отложения образовались в условиях теплого и переменного влажного климата [11]. Пестроцветная окраска пород — преимущественно вторичная, образовавшаяся вследствие окисления сидерита и сульфидов железа и появления значительного количества окислов и гидроокислов железа, связанного с выводом пород в зону воздействия свободного кислорода.

Это мнение о природе пестрой окраски нижнемеловых пород подтверждается результатами их изучения. Если исходить из современных принципов реконструкций климатических условий прошлого, в основу которых положены прежде всего литологический состав отложений и палеонтологические данные [15, 17, 18, 19], то можно утверждать, что нижнемеловые пестроцветы лишены специфических признаков аридного литогенеза. В них отсутствуют засоленные, загипсованные и галогенные породы, магнезиальные глинистые минералы (сепиолит, палыгорскит), карбонат кальция. Вместо этого широко распространены каолинит, сидерит и сульфиды железа, встречаются галлуазит и обуглившиеся растительные остатки. Пасчаные и алевроитовые породы по составу преимущественно олигомиктовые полевошпат-кварцевые и мономинеральные кварцевые с каолинитовым и гидрослюдисто-каолинитовым цементом, глины — каолинитовые, гидрослюдисто-каолинитовые и каолинит-гидрослюдистые с примесью галлуазита. Подобный параге-

нез характерен для отложений, возникших в зоне гумидного климата в эпоху размыва коры выветривания [7, 10, 15, 19].

Таким образом, нижнемеловые отложения слабо затронуты процессами катагенеза. Последние мало отразились на минеральном составе и структурно-текстурных особенностях пород, возникших главным образом в стадии седиментогенеза и диагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билык О. Д., Сухорский Р. Ф. К изучению нижнемеловых отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Труды УкрНИГРИ. Вып. 1. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 113 — 121.
2. Билык О. Д., Сухорский Р. Ф. Стратиграфия, литология и фации юрских и нижнемеловых отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Труды совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса, Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1964, с. 251—260.
3. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 156. М., 1954, 308 с.
4. Воронова М. А. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Киев, «Наукова думка», 1971. 156 с.
5. Долуда М. Е., Литвин С. В., Харченко С. Д. Региональный эпигенез каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины и его влияние на коллекторские свойства. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 4, с. 144—147.
6. Думанский С. Г., Ягныцак И. В. Температурные аномалии Днепровско-Донецкой впадины как критерий поисков нефтегазоносных структур. — В кн.: Тезисы докл. науч.-техн. конф. НТО нефтяной и газовой промышленности. Киев — Полтава, 1968, с. 50—52.
7. Казанский Ю. П. Меловые и палеогеновые формации Среднего Приобья (Западно-Сибирская низменность). Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1963. 354 с.
8. Каптаренко-Черноусова О. К. Форамініфери нижньокрейдових відкладів Дніпровсько-Донецької западини. Київ, «Наукова думка», 1967, 126 с.
9. Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 63. М., 1962. 234 с.
10. Коссовская А. Г., Шutow В. Д., Дриц В. А. Глинистые минералы — индикаторы глубинного изменения терригенных пород. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 120—130.
11. Литвин И. И. Нижнемеловые пестроцветные отложения Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Записки геол.-геогр. фак. Харьк. ун-та. Т. 15. Харьков, 1962, с. 48—60.
12. Литвин И. И. Стратиграфия нижнемеловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Т. 12, ч. 1-я. М., «Недра», 1973, с. 48—55.
13. Литвин И. И. Нижнемеловые осадочные формации Днепровско-Донецкой впадины. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 6, с. 1 449—1 451.
14. Литвин С. В. О положении зоны глубинного эпигенеза в юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины. — «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 3, с. 137—141.
15. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. М., «Высшая школа», 1967. 416 с.

16. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968. 92 с.
17. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
18. Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967. 232 с.
19. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. В 3-х т. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1. 1960. 212 с.; т. 2. 1961. 547 с.; т. 3. 1962. 550 с.

УДК 549:552(477.6)

В. М. ТЕСЛЕНКО-ПОНОМАРЕНКО

К МИНЕРАЛОГИИ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Интерес к вещественному составу терригенных отложений нижнего карбона южного борта Днепро-Донецкой впадины (ДДВ) вызван не только необходимостью оценки их со стороны коллекторских качеств, но и важностью анализа различных постдиагенетических преобразований в условиях специфического тектонического режима. Несмотря на практически постоянный и весьма однообразный набор минералов в обломочной части терригенных пород и в цементирующем веществе, их количественная характеристика, а также некоторые типоморфные особенности позволяют изучать по стадиям и наблюдать изменения минерального состава цемента в зависимости от типа породы, мощности разреза и характера конкретной структуры [6].

Анализировался керновый материал ряда площадей юго-восточной части ДДВ (табл. 1). Методика камеральной обработки заключалась в описании шлифов с подсчетом основных компонентов. После выделения цемента бескарбонатные фракции менее 0,01 и 0,001 мм изучались комплексно (термический, оптический, рентгеновский анализы). Наиболее достоверными оказались результаты рентгеновской дифрактометрии (прибор УРС-50 ИМ, Fe-излучение, съемки препаратов с различной обработкой).

Отмечается постоянная тенденция к образованию полиминеральных цемента у алевроито-песчаных пород на протяжении всего разреза. Несмотря на то, что глубины отбора проб охватывают значительный интервал (от 1649 до 4163 м), образование мономинеральных цемента даже на значительных глубинах не наблюдается. Особая пестрота в распределении минералов в цементе обусловлена постоянным присутствием кальцита, который, как правило, генерируется в последний этап формирования цементирующего вещества и корродирует как обломочные зерна, так и силикатные новообразования в цементе. Формирование кальцита, как правило, не связано с типом обломочного вещества, а причины его обилия на больших глубинах требуют специального анализа (табл. 2).

Силикатная часть цемента представлена каолинитом, гидрослюдой, хлоритом и кварцем при различных количественных взаимо-

Таблица 1

Характеристика образцов

Наименование площади	Номер сква- жины	Интервал отбора кер- на, м	Лаборатор- ный номер	Порода
Рыбальская	35	3 658—3 666	15 907	Песчаник полево- шпат-кварцевый
»	35	3 658—3 666	15 916	Песчаник кварце- вый
»	48	3 493—3 498	17 047	То же
»	48	3 838—3 848	17 766	Песчаник слюдисто- кварцевый
Чижевская	18	3 893—3 898	18 477	Песчаник-алевролит кварцевый
»	18	3 902—3 905	18 465	Песчаник кварце- вый
»	20	4 151—4 163	16 014	То же
Кременовская	3	1 649—1 657	18 868	Алевролит мезо- миктовый
»	3	2 256—2 264	18 893	Песчаник полево- шпат-кварцевый
Опошнянская	2	3 123—3 129	15 781	То же
»	2	3 423—3 428	15 795	Песчаник олиго- миктовый

Таблица 2

Минеральный состав цементов

Номер образ- ца	Глубина отбора	Минеральный состав
18 868	1 649—1 657	Гидрослюда, каолинит, кварц, хло- рит, кальцит
18 893	2 256—2 264	Гидрослюда, каолинит, кварц, каль- цит
15 781	3 123—3 129	Каолинит, гидрослюда, кварц, каль- цит, хлорит
15 795	3 423—3 428	Кварц, кальцит, каолинит, гидрослюда
17 047	3 493—3 498	Кварц, кальцит, гидрослюда, каолинит
15 907	3 658—3 666	Каолинит, гидрослюда, кварц, кальцит
15 916	3 658—3 666	Каолинит, кальцит
17 766	3 838—3 848	Кварц, гидрослюда, каолинит, кальцит
18 457	3 893—3 898	Кварц, кальцит, каолинит
18 465	3 902—3 905	Каолинит, кварц, кальцит, железистый карбонат, гидрослюда
16 014	4 151—4 163	Каолинит, кальцит, гидрослюда

отношениях. В случае преобладания каолинита в силикатной части (образцы 15 916, 16 014) можно получить его надежную характеристику. Термоустойчивость каолинита характеризуется потерей гидроксильных ионов в интервале 550—650°C, адсорбированная вода практически отсутствует, а рентгеновский спектр отвечает хорошо окристаллизованному каолиниту с четкими и острыми

рефлексами без каких-либо признаков диффузности [1]. В то же время морфологический тип каолининовой цементации (воротничковые агрегаты, крустификация, заполнение пор) не оставляет сомнения в его аутигенном генезисе. Каолинит сохраняется на глубине свыше 4000 м и не несет никаких признаков наложенной гидрослюдизации. Любопытно, что при мономинеральном каолининовом составе фракции менее 0,001 мм она лишена примеси кварца, что, возможно, связано с агрессивной деятельностью поровых растворов и с активной карбонатной минерализацией.

Гидрослюда относится к диоктаэдрической группе ($d_{060} = 1,490-1,500$) с малым содержанием железа (интенсивности рефлексов 002 ($d_n = 9,97-10,06\text{\AA}$) и 004 ($d_n = 4,98-5,01\text{\AA}$) одинаковы (табл. 3). Отсутствие мономинеральных фракций затрудняет

Таблица 3

Рентгеновская характеристика каолинита и гидрослюда из цемента
(фракция менее 0,001)

Каолинит (образец 15 916)			Гидрослюда (образец 18 893)		
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>hkl</i>
7,12	10	001	10,06	5	002
4,43	4	020	5,00	5	004
4,35	3	$1\bar{1}0$	4,45	3	110
4,19	4	$1\bar{1}1$	3,75	1	—
4,12	3	$1\bar{1}\bar{1}$	3,33	—	Кварц
3,78	2	02 $\bar{1}$	3,29	3	006
3,57	10	002	2,80	1	—
2,53	4	$13\bar{1}$	2,55	3	008
2,50	4	131	2,39	2	—
2,38	5	003	2,11	2	—
2,32	3	$1\bar{3}1$	1,99	2	0010
2,30	3	131	1,65	1	—
1,97	—	—	1,500	2	060
1,65	—	—	—	—	—
1,55	—	—	—	—	—
1,490	3	060	—	—	—

определение поли типа, но смешаннослойные образования типа монтмориллонит — гидрослюда не установлены. Вообще во всем разрезе отсутствуют разбухающие и не реагирующие на обработку этилен-гликолем силикатные пакеты, включая монтмориллонит. Некоторую связь качества гидрослюда с интенсивностью аутигенеза можно установить по разрезу скважины 3 Кременовской площади. Здесь гидрослюда преобладает в силикатной части цемента и характеризуется высокой степенью кристалличности. Обычно более четкий рентгеновский спектр при отсутствии диффузности и целочисленном наборе базальных рефлексов характерен для гидрослюда из цемента песчаника с глубины 2 264 м, в то время как

гидрослюда из цемента алевролита с глубины 1 650 м отличается менее резко выраженной окристаллизованностью, что, возможно, связано и с величиной отдельных индивидуумов. Вряд ли подобное различие можно связывать с глубиной залегания пород, так как интервалы отбора керна близки. Скорее всего, интенсивность гидрослюдизации объясняется более свободной миграцией растворов в пористых песчаных породах, чем в алевролитах, что приводит к росту и совершенствованию кристаллов гидрослюды.

В ряде случаев в цементах рентгеновским методом устанавливается примесь хлорита. Рассматривать природу последнего нет возможности в связи с его малыми количествами. Вероятнее всего его генерация в цементах связана с постдиагенетическим изменением биотита по известным схемам [3], тем более что железистые слюды в обломочной части алевроито-песчаных пород не сохранились.

Кварц в цементах формирует регенерационные каемки вокруг обломочных кварцевых зерен или образует сгустковые выделения с мозаичным угасанием. Кварцитовые породы отсутствуют. Очевидным для всех терригенных пород являются весьма устойчивый характер обломочной части с преимущественным развитием кварца, различная степень сохранности полевых шпатов и отсутствие железистых слюд. Это свидетельствует об интенсивном катагенетическом преобразовании пород. Как известно, показатель катагенетической переработки осадочного вещества — это не только видовой состав минералов-индикаторов, но также интенсивность своеобразного аутигенеза в цементах [2]. В нашем случае аутигенный характер каолинита и аутигенная перекристаллизация диоктаэдрической гидрослюды с потерей железистости не вызывают сомнения. Основная парагенетическая ассоциация в цементах каолинит упорядоченный — алюминиевая диоктаэдрическая гидрослюда, отсутствие разбухающих минеральных фаз доказывают существование стадии глубинного катагенеза на глубинах ниже 2000 — 3 000 метров. Однако высокие емкостные свойства песчано-алевритовых пород могут обуславливаться как полиминеральным составом цементов, обилием каолинита и тонкой дисперсностью гидрослюды [5], так и корродированным характером силикатных минералов в результате активной карбонатизации.

В последнее время появляется все больше данных о повышении содержания углекислоты в подземных водах ДДВ с увеличением глубины [4]. Современное состояние пластовых вод палеозоя соответствует слабо восстановительной среде при слабокислой реакции (глубины до 3000 м) и регулируется содержанием углекислоты. Насыщенные углекислотой пластовые и поровые воды способствуют устойчивости кальцита в палеозойских породах и коррозии постседиментационных силикатных цементов. Коллекторские свойства нижнекаменноугольных пород ДДВ формируются, как и в любых нефтегазоносных комплексах, в течение длительного периода существования осадка и породы, включая, вероятно, современный этап.

ЛИТЕРАТУРА

1. Браун Г. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965. 599 с.
2. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972. 175 с.
3. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза. — В сб.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Вып. 221. М., «Наука», 1971, с. 9—34.
4. Кормилец Ю. С. О значениях pH и Eh подземных вод зоны катагенеза Днепровско-Донецкой и Припятской впадин. — «Литология и полезные ископаемые», 1973, № 6, с. 136—138.
5. Ларсен Г., Чилингер Дж. В. Диагенез и катагенез осадочных образований. (Из серии «Науки о Земле»). М., «Мир», 1971, 463 с.
6. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. Стадии изменения каменноугольных отложений Большого Донбасса. — В кн.: Сб. докл. сов. геологов к Междунар. угольному конгрессу. М., Изд-во АН СССР, 1967, с. 106—110.

УДК 551.763.32:551.242.5(47)

Ю. И. КАЦ, канд. геол.-минерал. наук,
С. И. ШУМЕНКО, д-р геол.-минерал. наук,
ФАМ ВАН АН

О ПОВЕРХНОСТЯХ ПЕРЕРЫВА В ТУРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Верхнемеловые отложения распространены на значительной территории Русской платформы и содержат ряд полезных ископаемых. Туронский ярус слагает нижнюю часть платформенной карбонатной формации верхнего мела и представлен писчим мелом с горизонтами кремней, мелоподобными известняками, глинистыми известняками и реже — глауконитово-песчаными образованиями.

Стратиграфия. По географическому положению и фациальным особенностям туронские отложения Русской платформы образуют три типа разрезов: западный (волыно-подольский), центральный (донецко-воронежский) и восточный (волго-уральский). Первые два типа разрезов характеризуются значительной полнотой, мощностью, наличием разнообразных маркирующих горизонтов в карбонатной толще. Восточный тип разреза объединяет маломощные известково-детритовые, мергельные, песчано-алевритовые и глауконитово-песчаные мелководные образования.

Нижний турон в пределах рассматриваемого региона залегает с разрывом преимущественно на различных горизонтах сеномана. В наиболее полных разрезах Волыно-Подольской плиты граница сеномана и турона проходит внутри однородной толщи и хорошо обнаруживается по смене руководящего фаунистического комплекса. В большинстве других районов карбонатные образования верхнего сеномана размыты, и подошва турона является одновременно нижней границей позднемеловой платформенной карбонат-

ной формации. В составе нижнего тулона Русской платформы выделяются две зоны: *Praeactinocamax plenus* и *Inoceramus labiatus*.

Зона *P. plenus* распространена преимущественно в пределах Воронежской антеклизы и Волыно-Подольской плиты. В первом из указанных регионов эта зона сложена «грубым мелом» (мелко-детритовым известняком), песчанистым мелом и реже писчим мелом с многочисленными раковинами брахиопод: *Orbirhynchia wiesti* (Quenst.), *Orb. multicostata* Pettitt, *Concinnithyris rowei* Sahní и рostrами белемнитов *Praeactinocamax plenus triangulus* Naid. Мощность пленусовой зоны здесь достигает 9 метров. На Волыно-Подольской плите зона *P. plenus* распространена в бассейне реки Днестр и сложена мелоподобным известняком и писчим мелом с глинистыми прослоями, горизонтами ожелезненных губок и слабо-фосфатизованных твердых грунтов. Комплекс органических остатков здесь представлен редкими брахиоподами *Orbirhynchia wiesti* (Quenst.), *Concinnithyris rowei* Sahní и др. Мощность зоны 15—20 метров.

Зона *I. labiatus* распространена на Русской платформе более широко. Помимо Волыно-Подольской плиты и Воронежской антеклизы, она присутствует в Днепровско-Донецкой впадине и окраинах Донбасса. По литологическому составу рассматриваемая зона сходна с верхним тулоном и представлена писчим мелом с глинистыми прослоями, горизонтами кремней, крупных иноцерамов, ожелезненных губок («брекчированный мел») и других образований. Возраст этой зоны определяется по стратиграфическому положению и по редким находкам вида-индекса. Мощность зоны *I. labiatus* на Воронежской антеклизе 3—5 м, на северо-западной окраине Донбасса 30—60 м, а на Волыно-Подольской плите — 15—20 м.

Верхний тулон распространен значительно шире нижнего тулона и залегает на отложениях различного возраста: на окраинах Донбасса — на палеозое, триасе, юре, нижнем мелу, сеномане, нижнем туроне, в Поволжье — на нижнем мелу. В разрезах Волыно-Подольской плиты и северо-западной окраины Донбасса верхний тулон сложен писчим мелом с кремнями, а в разрезах Воронежской антеклизы и Ульяновско-Саратовской синеклизы — грубым мелом без кремней. Рассматриваемый подъярус объединяет две зоны: *Collignonicerias woolgari* и *Subprionocyclus neptuni*.

Зона *S. woolgari* охарактеризована разнообразным комплексом брахиопод (около 20 видов), однако возраст пород данной зоны может определяться и на основании находок руководящего вида брахиопод *Chlidonophora subgracilis* (Orb.), распространенного в нижней части верхнего тулона от Англии до Копетдага. Мощность зоны в центральных и восточных разрезах не превышает 10 м, а в западных разрезах 10—25 м.

Зона *S. neptuni* имеет ограниченное распространение и сложена тем же комплексом пород, что и зона *S. woolgari*. Однако горизонты с кремнями встречаются лишь на северо-западной окраине

Донбасса, где развиты фации песчого мела. В других местах рассматриваемая зона сложена преимущественно детритовым («грубым») мелом без кремней. Кровля зоны *S. neptuni*, как правило, размыта. На ней образуются твердый грунт, или залегает меловой конгломерат, брекчированный мел, фосфоритовая галька и др. Возраст зоны определяется по комплексу иноцерамов, брахиопод и стратиграфическому положению

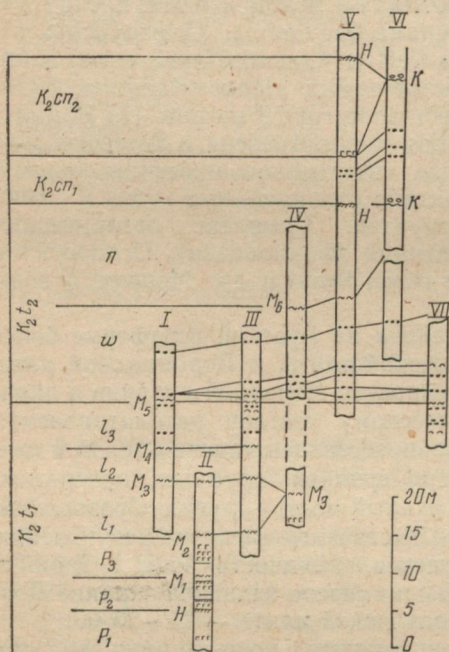


Рис. 1. Схема корреляции разрезов туронских и коньякских отложений Волыно-Подольской плиты:

I — Добромысль — Комаровка; II — Монастырска; III — Коростятин; IV — Вишневец (Лозы); V — Кременец; VI — Почаев (Крутнев); VII — Клеваний-1.

банки — I, детритовые горизонты — D, губковые (спонгитовые) горизонты — S. После определения стратиграфического положения каждого из горизонтов были введены дополнительные индексы. Бентонитовые горизонты обозначены номерами: $M_1, M_2, M_3, \dots, M_6$. Другие маркирующие горизонты имеют ограниченную площадь, и их индексация производится лишь в пределах разреза зоны или подзоны соответствующего региона, например: $H1p_2^*, S2p_2, B1p_3, F11_3, SF41_3, I4w, F2n$ и др.

* р — пленусовая зона (p_1, p_2, p_3 — подзоны), l — лабиатовая зона (l_1, l_2, l_3 — подзоны), w — зона *C. woolgari*, п — зона *S. neptuni*.

между хорошо фаунистически охарактеризованными зоной *C. woolgari* и нижним коньяком. Мощность рассматриваемой зоны на Воронежском массиве и окраинах Донбасса достигает 3—4 м, а на Волыно-Подольской плите 12—13 метров.

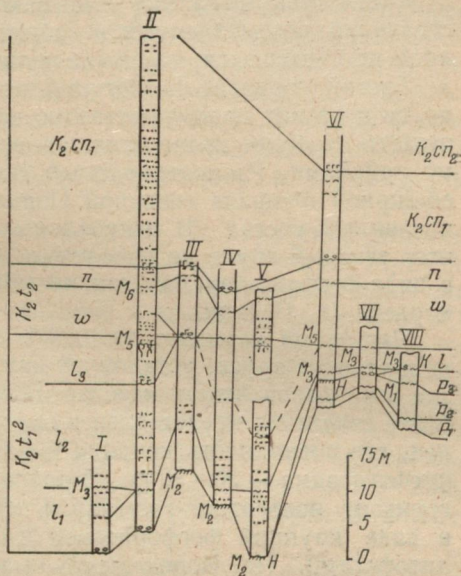
Маркирующие горизонты.

Биостратиграфический и литолого-палеоэкологический анализ свидетельствует о том, что в туронском ярусе Русской платформы к поверхностям раздела слоев приурочены многие выдержанные литологические образования, которые могут рассматриваться как маркирующие горизонты (рис. 1). Их индексы отчасти заимствованы из работ [9—11]: твердые грунты — H (Hardground), конгломераты — K, мергельно-бентонитовые прослои — M (Mergellagen), глинистые пленки раздела — B (Tonbesteg), кремневые горизонты — F (Feuersteinlagen), иноцерамовые

Поверхности перерыва. Рассмотренные выше маркирующие горизонты представляют собой результат существенного изменения в процессе седиментации меловых отложений и всегда располагаются на границе трансгрессивных и регрессивных полуритмов (или наоборот). Рассмотрим особенность этих перерывных поверхностей.

Твердые грунты. Эти поверхности, широко распространенные в толще туронских и коньякских отложений, образованы по кровле в различной степени перекристаллизованного, фосфатизованного и ожелезненного мела. На них прослеживаются разнообразные следы сверлящих организмов: литофаг, губок, ракообразных, червей (?) и др., а в ряде случаев и норы раков, отвечающие, вероятно, начальной стадии формирования породы.

Второй стратиграфический уровень с hardground, отвечающий предлабиатовой регрессии, распространен на Воронежском массиве и северо-западной окраине Донбасса. В первом районе он протягивается с запада на восток на 210 км (от Курска до Вороне-



I — Краматорск; *II* — Славянск; *III* — Сени-
чено; *IV* — Кременецко-Яремовская синклиналь
(скв. 3); *V* — Изюм; *VI* — Губкин (Стойло);
VII — Шигры; *VIII* — Воронеж (Семилуки).

мест Воронежского массива позднепленусовая абразия достигла уровня среднепленусовой подзоны. По направлению к северо-западной окраине Донбасса эта поверхность совпадает с кровлей еще более древних отложений — детритовых известняков зоны *S. paviculata* верхнего сеномана и имеет наилучшую сохранность и наибольшую мощность перекристаллизованной зоны. Мощность перекрывающего этот *hardground* нижнелабиатового мела также значительна (рис. 2).

Рассмотренные данные указывают на обширную площадь распространения позднепленусовой абразионной поверхности, которая лишь по имеющимся, далеко не полным данным, не менее 35 000 км².

Третий горизонт *hardground* приурочен к кровле туронского яруса и развит преимущественно на Волюно-Подольи, где зона *S. perptuni* наиболее полно представлена, по сравнению с центральными районами. Рассматриваемый твердый грунт формировался на обширной площади северной Подольи, но обнаружен в немногочисленных местах. В центральных районах Русской платформы этот твердый грунт не прослежен. Однако следы его переработки в виде фосфатизованной гальки мела встречаются в Стойлинском карьере (г. Губкин).

Четвертый горизонт твердого грунта, являющийся кровлей коньякского яруса, установлен как на Волюно-Подольской плите, так и на Воронежском массиве. В первом из этих районов он наиболее отчетливо представлен в верхнем меловом карьере г. Кременец, где поверхность коньяка имеет черный цвет, а глубина зоны фосфатизации — 20—30 см. В районе г. Почаева, у с. Крутнев этот горизонт подвергся размыву и встречается в основании сантона в виде крупной фосфоритовой гальки и валунов, источенных литофагами. На Воронежском массиве данный твердый грунт распространен в бассейне р. Дон в окрестностях Павловска и Богучара (села Галиевка и Кирпичи).

Второй (предлабиатовый) и третий (предконьякский) горизонты *hardground* известны в юго-западном Крыму (Аксу-дере). В этом же районе имеется твердый грунт и между нижним и верхним туроном.

Рассмотренные данные позволяют прийти к выводу, что на Русской платформе в период накопления карбонатной толщи пород низов верхнего мела существовало три этапа формирования обширных фосфатизованных абразионных поверхностей: предлабиатовый (позднепленусовый), предконьякский (позднетуронский) и предсантонский (позднеконьякский). Перекристаллизация и минеральные новообразования в рассматриваемых горизонтах связаны с процессами гипергенного эпигенеза [7]. Однако вопрос об источнике фосфора и других элементов, участвовавших в перераспределении, остается открытым. Согласно существующим концепциям [4], можно связывать эти элементы с водами, восходящими из глубины моря (гипотеза А. В. Казакова), или с пресными водами, стекающими с крупных массивов равнинной суши. Проведенные наблю-

дения свидетельствуют в пользу второй точки зрения, так как в открытой части турон-коньякского бассейна (Крым, Днепровско-Донецкая впадина) твердые грунты фосфатизованы и ожелезнены в незначительной степени, а в бассейнах, примыкавших к массивам суши (Украинский щит, Воронежский массив, Донбасс), процессы фосфатизации мела весьма интенсивны, хотя и в том и в другом случае глубины формирования твердого грунта (по палеоэкологическим данным) были одинаковыми. В качестве одного из возможных источников поступления фосфора в рассматриваемые бассейны можно было бы считать хоперский горизонт — фосфоритсодержащую позднемеловую кору выветривания. Однако новейшие исследования [1] свидетельствуют о более позднем (маастрихт-палеоценовом) времени ее формирования. Скорее всего, источником фосфора были коры выветривания, развитые на прилежащем континенте по фосфоритсодержащим волжско-берриасским и сеноманским отложениям.

«Бентонитовые» горизонты. В туронских отложениях Русской платформы выявлено шесть «бентонитовых» горизонтов. Они сложены пластичной слабокарбонатной светло-серой или зеленовато-серой монтмориллонитовой глиной мощностью от 0,5 до 5 см, нередко с включениями гальки писчего мела. Данные горизонты располагаются в основании трансгрессивных серий и часто заполняют ходы ракообразных, внедряясь в нижележащие слои на глубину 5—10 см. В других случаях сами бентонитовые глины имеют ихнитовую текстуру и содержат горизонтально или наклонно ориентированные значительно деформированные ходы ракообразных и раковинный детрит, особенно призмы иноцерамов.

На Русской платформе бентонитовые прослои туронского яруса распространены до 52° с. ш. и протягиваются от 25 до 39° в. д. К югу от Русской платформы рассматриваемые прослои известны, судя по стратиграфическому положению, в туронских известняках Горного Крыма, а к западу — в эпигерцинских меловых прогибах ФРГ [10, 11] до 6° 57' в. д. и 53° 15' с. ш. Эти данные свидетельствуют, что в пределах Европы в разрезах турона бентонитовые прослои встречаются на протяжении 2 200 км с запада на восток, а общая площадь их распространения превышает 1 000 000 км².

Горизонт M_1 Русской платформы приурочен к средней части зоны Р. plenus и отвечает границе средне- и верхнепленусовых слоев. Зафиксирован этот горизонт лишь в двух разрезах — в районе г. Монастыриска (южная Подолия) и в окрестностях г. Воронежа (Семилуки).

Горизонт M_2 залегает на границе пленусовой и лабиатовой зон. В Поднестровье этот горизонт приурочен к толще мелоподобных известняков, а на северо-западной окраине Донбасса его следы сохранились лишь в норах сверлящих организмов, внедрявшихся в предлабиатовую абразивную поверхность (hardground). На Воронежском массиве данный горизонт отсутствует.

I горизонт M_3 наиболее выдержан по площади и имеет максимальную мощность (до 5 см). Он приурочен к границе нижне- и средне-лабиатовой подзон нижнего турона западных и центральных районов Русской платформы и отличается от других горизонтов характерной светлозеленой окраской, отсутствием примесей и ихнитов, слабой карбонатностью.

Горизонт M_4 приурочен к границе средне- и верхнелабиатовой подзон Поднестровья. В полных разрезах зоны I. labiatus Донбасса он не прослежен, а на Воронежском массиве (где верхнелабиатовые отложения размыты) отсутствует.

Горизонт M_5 располагается в базальной части верхнего турона и залегает на разных горизонтах лабиатовой зоны, распространен по площади так же, как и горизонт M_3 , и отличается серой окраской, наличием раковинного детрита и ихнитов. Этот горизонт чаще всего внедряется в нижележащий мел по норам ракообразных.

Горизонт M_6 отвечает границе зон *S. woolgari* и *S. peptuni* верхнего турона. Он распространен довольно широко, но в ряде разрезов выпадает из-за поздневторичного размыва верхнего турона.

Туронские бентонитовые прослои Русской платформы следует рассматривать как гипергенные образования, связанные с подводным выветриванием (гальмиролизом) вулканического пепла [3, 7, 9, 11]. Только таким образом можно объяснить возникновение мономинеральных, отличающихся по составу от вмещающих пород маломощных горизонтов, прослеживающихся на многие сотни километров. Источником пеплового материала, несомненно, служили вулканические дуги Альпийского пояса. Об этом свидетельствует увеличение мощности и количества бентонитовых прослоев в южных разрезах Русской платформы и в Крыму, на Кавказе и в Карпатах.

Кремневые горизонты являются наиболее известными и хорошо описанными образованиями [3, 7, 9]. Анализ условий их залегания позволил установить, что внутрiformационные «регрессивные» кремневые горизонты приурочены к тонкоотмученному мелу, часто пронизаны ходами ракообразных, к которым приурочены палочковидные и корневидные кремневые слепки длиной до 2 м, а «трансгрессивные» кремни приурочены к грубому мелу, имеют лепешковидную или субпластовую форму и залегают на различных горизонтах нижележащих отложений. В любом из случаев кремни отвечают двум стадиям развития бассейна: прогибания (развитие фаций кокколитового ила) и поднятия (развитие фаций спонгитовой сублиторали).

Губковые горизонты, отвечающие стадии подъема дна (регрессивный полуритм), содержат многочисленные отпечатки губок, остатки скелетов крупных известывыделяющих организмов и нередко пронизаны ризолитами. В данных горизонтах иногда встречаются кремневые конкреции.

Иноцерамовые банки. Рассматриваемые образования приурочены к основанию трансгрессивных полуритмов и неред-

Сопоставление раннегурунских поверхностей перерыва Русской платформы с геологическими циклами других тектонических регионов Европы и Тетиса

Геохронологическая шкала (млн. лет назад)	Русская платформа			Флишевые трюги геосинклинальной системы Большого Кавказа (седиментационные циклы)		Вулканические геосинклинальные дуги Тетиса (эксплозивные циклы)	Эпигерцинские прогибы Иберийского полуострова (аммонитовый стандарт)	
	Элементарные ритмы и индексы поверхностей перерыва	Циклы		I порядка	II порядка			
		II порядка	I порядка					
89—	M ₅ F ₆ ↑ F ₁	I ₃	Зона J labialis	Керкетская подлывита	Верхний горизонт	XXX XX X	Neoplychites и Pseudoaspidoceras	
90—	M ₄ F ₇ ↑ F ₁	I ₂			— Песчаник, брекчия	—	XX X	Whightoceras munieri
	M ₃ F ₄ ↑ F ₁	I ₁			— Песчаник, брекчия	—	XXX XX X	Ingridella malladae
91—	M ₂ S ₄ ↑ B ₁	P ₃	Зона P. plenus	Ананурская подлывита	— Песчаник, брекчия	XX X	Paramammites saenzi?	
92—	M ₁ H ₆ ↑ B ₁	P ₂			Верхний горизонт	XX X	Fallotites subconciliatus	
	H	P ₁			Средний горизонт	XX X	Vascoceras gamai	
93—	?				Нижний горизонт	?		

ко ассоциируют с лепешковидными кремнями. Крупные, прижизненно ориентированные двусторчатые раковины, расположенные на слегка уплотненной размытой поверхности предыдущих слоев мела, обладают при этом хорошей сохранностью вследствие быстрого захоронения в кокколитовом иле.

Детритовые горизонты сопряжены с регрессивными полуритмами, включают крупные призмы иноцерамов, остатки иглокожих, брахиопод и нередко — палочковидные кремни. Горизонты с мелким детритом часто расположены в основании трансгрессивных полуритмов.

Механизм формирования поверхностей перерыва. Изучение поверхностей перерыва в туронских отношениях Русской платформы позволило выявить ритмический характер накопления меловой толщи. Сравнение графиков изменения мощностей элементарных ритмов различных районов и разных участков разреза свидетельствует об определенной связи между характером ритмограмм и литологическим составом мела. Ритмы, сложенные грубым мелом без кремней, имеют большую мощность, чем ритмы, состоящие из писчего мела с кремнями. Первые характеризуют режим компенсированного прогибания, вторые — некомпенсированного прогибания на соответствующей трансгрессивной стадии. По особенностям строения элементарных ритмов в геологическом разрезе можно выделить стадии развития прогиба.

Крупные циклы нижнего турона Русской платформы, ограниченные региональными поверхностями перерыва, совпадают с геологическими циклами других регионов: трансгрессивно-регрессивной последовательностью отложений молодых платформ, фиксирующейся по смене аммонитовой фауны [12], этапами развития флишевых прогибов [2] и тектоно-магматическими фазами вулканических дуг эвгеосинклиналей Тетиса (таблица). Четко выраженная синхронность «поднятий» или «опусканий» обширного сегмента земной коры (Европейский континент и Тетический геосинклинальный пояс) заставляет усомниться в справедливости доминирующих в геотектонике локальных моделей сопряженной деформации, основанных на концепции плоской Земли (модель Ога, модель Архангельского). В качестве единственно возможной для объяснения столь крупных по площади проявления однонаправленных движений в разнородных структурах следует принять планетарную модель [5, 6], описывающую явления меридианного перекоса и сопряженную деформацию эллипсоида вращения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аскоценский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж, 1973. 175 с.
2. Афанасьев С. Л., Маслакова Н. И. Верхнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Сборник трудов Всесоюз. заоч. политехн. ин-та. Вып. 37, М., 1967, с. 106—136.

3. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 156. М., 1954. 156 с.
4. Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов.— «Литология и полезн. ископ.», 1966, № 3, с. 40—44.
5. Стовас М. В. Некоторые вопросы тектогенеза.— В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., 1963, с. 222—274.
6. Царегородский В. А. К вопросу о деформациях земной коры.— Там же, с. 149—221.
7. Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1971. 164 с.
8. Шуменко С. И. Кристаллохимические особенности вулканического монтмориллонита в карбонатных отложениях.— В кн.: Тезисы Восьмого совещания по физ. методам исследований осадочных пород. А. Александров, 1973, с. 26.
9. Ernst G. Stratigraphische und gesteinschemische Untersuchungen im Santon und Campan von Lagerdorf (SW Holstein). — «Mitt. Geol. Staatsinst Hamburg», 1963, H32, S. 71—127.
10. Ernst G. Über Fossilnester in Pachydiscus-Gehäusen und das Lagenforcommen von Echiniden in der Oberkreide NW-Deutschland.— «Pal. Z.», 1967, Bd41, N3/4, S. 211—229.
11. Valetton I. Vulkanische Tuffitenlagerung in der nordwestdeutschen Oberkreide.— «Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg», 1960, H29, S. 26—41.
12. Wiedman J. Le crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ces Céphalopodes.— In: 84-ième Congr. Soc. savantes. Paris, 1959, p. 709—764.

УДК 552.14:551.763(477.5)

Ю. А. БОРИСЕНКО

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПРОЯВЛЕНИИ АЛЬПИЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В ДОНБАССЕ

Альпийские тектонические движения ларамийской и савской фаз проявились в кайнозойских отложениях Донбасса в виде слабоскладчатых форм с углами падения 5—15°. Эти складки обычно сопровождаются разрывными нарушениями небольшой амплитуды. К сожалению, наиболее молодые разрывные нарушения, несмотря на их признание большинством исследователей тектоники Донбасса, до последнего времени фиксировались редко.

Это обусловлено, во-первых, почти полным отсутствием на значительной территории открытого Донбасса кайнозойских отложений, по нарушенному положению которых можно было бы определить возраст наиболее молодых дизъюнктивов. По окраинам Донбасса, где кайнозойский покров развит в достаточной степени, далеко не всегда удастся обнаружить хорошие естественные или искусственные обнажения, в которых можно было бы сделать соответствующие замеры. Картировочное бурение в этом смысле часто бывает

неэффективным: ничтожные выходы керна по сыпучим или рыхлым породам кайнозоя позволяют в крайнем случае определить лишь возраст вскрываемых пород. Судить о тектонических проявлениях можно только по гипсометрическому положению пластов при достаточно малом расстоянии между скважинами и то лишь в тех случаях, когда такие нарушения имеют значительные амплитуды. В этом заключается вторая причина редкого обнаружения молодых разрывных нарушений.

Наконец, третья причина. Чаще всего естественные обнажения кайнозойских отложений находятся на склонах балок или в речных долинах. Образование наблюдаемых в таких случаях подвижек многие геологи склонны объяснять скорее оползнями или карстом, чем тектоникой. Не исключена возможность, что некоторые из них, занятые исследованием более древних пород, могут просто не заметить эти подвижки.

Между тем проявления альпийской фазы тектогенеза в Донбассе заслуживают большего внимания. Определение возраста разрывных нарушений имеет практическое значение. Достаточно сказать, что многие исследователи связывают ртутное оруденение Главной антиклинали и ряда других мест именно с этими тектоническими движениями.

Образование в северо-западной части Донбасса грабенообразных Ново-Дмитриевской, Берекской и других компенсационных воронок несомненно связано и с тектоническими движениями альпийского возраста. Расшифровка механизма образования указанных воронок, в которых накопилось 400—900 м палеоген-неогеновых отложений, имеет большую научную и практическую ценность в связи с обнаружением в воронках пластов бурых углей значительной мощности.

Оба примера свидетельствуют о необходимости накопления и обобщения всех известных данных, характеризующих последние этапы тектоники Донецкого региона. В этих целях нами использовались собственные полевые наблюдения и выводы, материал, собранный геологами треста «Артемгеология» В. В. Дедовой, С. Г. Измайловым, Л. П. Ляшенко, И. А. Макаровым, Т. А. Селезневой, К. И. Фокиным, а также литературные данные.

Разрывные нарушения с участием меловых слоев впервые зафиксировал Н. С. Шатский в Лисичанском районе на северной окраине Донбасса в 1924 г. Приписывая этим движениям основную и почти единственную роль в образовании тектонических форм Донбасса, он допустил ошибку, на которую указал впоследствии В. С. Попов [1]. После детального описания и зарисовки нескольких нарушенных зон, среди которых наиболее показательным являлся надвиг каменноугольных пород на верхнемеловые с амплитудой 60 м у г. Лисичанска, В. С. Попов пришел к выводу, что с наибольшей активностью альпийские движения проявились в своей ранней фазе — ларамийской, на границе мела и палеогена. Помимо нее отмечено развитие более молодой фазы — савской, относящейся

к концу олигоцена и выразившейся как пликативными, так и дизъюнктивными формами.

Второе сообщение о проявлении альпийских движений касается уже юго-западной окраины Донбасса [2]. По р. Сухие Ялы отмечают унаследованные движения по разрыву. Прямые доказательства послемелового характера разлома получены при проходке скважины № 136 на правом берегу реки у с. Константиновка. Эта скважина сначала вскрыла в интервале 5—33 м каменноугольные отложения, а затем вошла в верхнемеловой мергель, в котором и была остановлена на глубине 61,5 м. Угол падения Ялынского надвига — 60—70°, амплитуда — 40—50 м. Любопытно, что ближе к выходу на поверхность в связи с флексурообразным подгибом пластов карбона амплитуда надвига резко возрастает. Однако точные размеры смещения по меловым отложениям установить невозможно из-за разрыва последних висячем крыле.

По нашим данным, в юго-западной части Донбасса дизъюнктивы отмечаются и в более молодых породах. В карьере на правом склоне долины р. Осыковой севернее с. Максимилиановка в полтавских песках фиксируется нарушение типа грабена, которое хорошо прослеживается по разрыву прослоев гравелита. Амплитуда опускания грабена достигает 3 м. Ширина нарушенной зоны на поверхности — 10 м.

В этой же части региона, на правом берегу б. Лозовой, в 2 км западнее с. Красногоровка, в небольшом карьере обнажаются полтавские пески и четвертичные суглинки. В песках отмечается более плотный прослой, сцементированный железистым материалом, по которому хорошо фиксируется нарушение с амплитудой смещения также до 3 м. В борту карьера пески и суглинки приходят в соприкосновение по нарушению. Последнее свидетельствует о том, что четвертичные образования также были смещены описанным нарушением.

Целый ряд разрывных нарушений альпийского возраста наблюдается по балкам Полозовой, Широкой, Кремневой, Калиновой и Хмелевой в южной части Донбасса (район г. Амвросиевка). Сброс, секущий мергельную толщу сантона и приводящий ее к контакту с породами карбона, прослежен по б. Кремневой. Западнее с. Белояровка каменноугольные отложения надвигаются на песчаники сеномана и мергели сантона (азимут падения плоскости надвига — 45°, угол падения — 25—30°). Небольшой амплитуды надвиг маастрихтских трепелов на песчаные отложения киевского яруса отмечен в б. Полозовой у с. Успенка.

Интересная синклиналичная верхнемеловая складка, простирающаяся с востока на запад, вырисовывается по б. Широкой. Северное крыло складки разорвано нарушением субмеридионального направления. Сбросом смещены кампан, сантон и турон, а также обнажающийся здесь карбон, что можно хорошо проследить по смещению известняков моспинской свиты. В этом районе верхнемеловые отложения дислоцированы более интенсивно, чем палео-

ген-неогеновые. Мел и карбон часто почти перевернуты (50—87°). В опущенных крыльях сбросов находятся верхнемеловые породы, в приподнятых — каменноугольные.

Альпийские движения проявляются и по северо-западной окраине Донбасса. В 9 км к северо-востоку от с. Барвенково и в 6 км к западу от с. Петровское наблюдаются разрывы сплошности пород палеогеннеогенового возраста, сопровождающиеся вертикальными перемещениями с амплитудами 20—80 м. Из района с. Петровское нарушения, возможно, протягиваются на юг до с. Червоный Лиман. Здесь у места слияния рек Берека и Бритаи наблюдаются ступенчатые смещения амплитудой 1—1,5 м в отложениях киевского возраста и в плиоценовом аллювии. Угол падения сбросов достигает 70—80°.

Аналогичные смещения отмечаются в 1 км к востоку от с. Грушеваха на правом берегу р. Береки и в районе с. Красный Оскол на правом берегу р. Бахтын. В последнем случае сбросами амплитудой 0,5 м нарушены отложения нижнечетвертичного аллювия.

Проявления альпийских движений отмечены, наконец, в западном Донбассе. Северо-восточнее г. Петропавловки при бурении фиксируется несовпадение гипсометрических уровней палеоген-неогеновых отложений, что позволяет проводить в этом месте разрывное нарушение амплитудой 35—40 м. Аналогичные смещения в бучакских и киевских отложениях, но с несколько меньшей амплитудой (9—16 м) отмечены также в верховье р. Самары.

ВЫВОДЫ

1. Проявления альпийских тектонических движений повсеместно распространены в Донбассе.
2. Подтверждается вывод В. С. Попова о большей интенсивности ларамийской фазы по сравнению с последующей савской фазой.
3. Нарушения ларамийской фазы тектогенеза в большинстве случаев унаследованы.
4. Проявления савской фазы отмечены не только в неогеновых, но и в четвертичных отложениях, что позволяет связывать их с современными неотектоническими процессами.
5. Альпийские тектонические движения заметно повлияли на современную гидрографическую сеть в Донбассе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Попов В. С. Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна. — «Проблемы сов. геологии», 1936, т. 6, № 12, с. 1 025 — 1 043.
2. Ткаченко В. Ф. Про час формування тектонічних структур південно-західної окраїни Донбасу. — «Геол. журнал», 1964, т. 24, № 1, с. 97—102.
3. Шатский Н. С. О тектонике северной части Донецкого бассейна. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1924, т. 32, вып. 3, с. 32—51.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ «КУПОЛОВ» В ИЗВЕСТНЯКЕ L_1
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДОНБАССА

Своеобразие морфологии поверхности известняка L_1 на контакте с угольным пластом k_8 было отмечено Б. Ф. Меффертом и В. С. Крымом [5]. Они считали, что образование различных неровностей («купола», впадины, котловины и т. п.) обусловлено особенностями динамики вод мелководного моря. При этом сравнительно крупные формы рассматривались как результат «размывания пласта», а более мелкие образования, имеющие вид «сосков», — как «знаки морской ряби». Однако если рассматривать текстурные особенности приконтактной части известняка L_1 в нормальном залегании и «куполах», то необоснованность подобных взглядов на формирование таких образований путем подводного размыва торфяника станет очевидной. Так, первые 10—30 см известняка на полях шахт имени Челюскинцев, Трудовской и других имеют смещенную линзовидную слоистость, которая отражает особенности динамики моря, достаточно мелководного для широкого распространения брахиопод и криноидей. На этом основании можно признать возможной некоторую транспортировку тонкого растительного и карбонатного материала при отложении слоистой пачки известняка L_1 . Разумеется, длительное существование предполагаемых Б. М. Меффертом и В. С. Крымом [5] углублений в таких условиях немыслимо, так как именно отрицательные формы рельефа дна были бы сnivelированы в первую очередь подвижным углисто-карбонатным материалом.

Действительно, даже наиболее крупные «купола» всегда отличаются однородностью текстуры и чистотой слагающего их материала, несмотря на то, что крутизна их поверхности достигает иногда 50—60° при глубине внедрения в угольный пласт до 0,7—0,8 м.

Вместе с тем некоторые особенности химико-минерального состава известняка L_1 позволяют рассматривать «купола» и другие образования как результат различной скорости диагенетического минералообразования в стратиграфически равноценных слоях карбонатного ила.

Распространение «куполов» достаточно четко определяется участками анкеритизированного известняка. Анкериты не контролируются текстурой известняка и образуют прихотливые контуры, имеющие определенно секущую позицию по отношению к различным текстурным швам, что всегда можно легко наблюдать даже в условиях горных выработок.

По данным химических анализов, содержание Fe в анкеритах по сравнению с чистым известняком увеличивается в 5,5—40 раз, а Mg — в 30 раз в пределах одного элементарного седиментационного слоя.

Такой контрастный характер распределения Fe не мог определяться особенностями динамики бассейна седиментации, хотя процессы механического переноса Fe, конечно, имели место, но, видимо, играли подчиненную роль и обусловили лишь особенности распределения фонового содержания железа (0,3%) в неизменных разностях известняка. Очевидно, образование анкеритов происходило за счет Fe, поступавшего иными путями и из других источников.

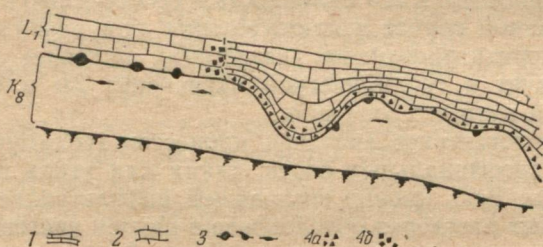
Так, М. Т. Кучеренко [4] было показано, что содержание Fe в карбонатных породах Донбасса растет в свитах с повышенной угленосностью. Правда, автор объясняет это прежде всего процессами механического переноса взвесей гидроокисного Fe. При этом он допускает лишь некоторый привнос Fe из вмещающих пород, хотя реальность миграции вещества в масштабах соседних разнотермических слоев как результата геохимического воздействия торфяника уже была доказана [1]. Несколько позже П. В. Зарицкий [2] особо подчеркнул «чрезвычайно сильное и важное по своим последствиям обратное геохимическое воздействие торфяника» как главного генератора углекислоты — важнейшего мобилизующего компонента в диагенетической миграции вещества. Так, подсчитано [3], что в угленосных толщах конкрециенность увеличивается на один и более порядок по сравнению с беугольными. Значение Fe как конкрециеобразователя возрастает в регрессивных частях разреза Донбасса и особенно в болотных фациях, где в раннем диагенезе возникали благоприятные условия для миграции Fe при высоких pCO_2 и низких pH.

Постоянное присутствие конкреций и других форм сульфидного железа в верхней части пласта k_3 и по его контакту с известняком свидетельствует об эффективной подвижности Fe и о высокой интенсивности биохимических процессов сульфатредукции, протекавших по вполне понятным причинам наиболее активно на контакте известняк — уголь. При этом наряду с диффузной миграцией вещества на отдельных участках сосредоточены восходящие инфильтрационные токи торфяных вод, обусловленные, очевидно, избыточной концентрацией газов, генерируемых торфяником в процессе жизнедеятельности бактерий. Энергичный подток торфяных вод, поставляя в известковый ил закисное железо, одновременно обеспечивал высокие pCO_2 и низкие pH — условия, благоприятствующие образованию анкеритов, магnezияльная составляющая для которых могла заимствоваться непосредственно из поровых вод карбонатного ила.

Таким образом, еще в известковом иле возникали локальные литифицированные участки, которые к позднему диагенезу после усадки илов до 1,3—1,5 крат внедрялись в угольный пласт, обретая при этом очертания куполовидных форм. Особенности структурных соотношений пиритовых желваков с известняком L_1 показывают, что процессы анкеритизации протекали еще до образования пиритовых конкреций, которые на контакте с анкеритом имеют приплюснутую верхнюю часть, а под известняком — выпуклую. В последнем

случае конкреции размещаются всегда точно на границе раздела известняк — уголь, в равных объемах деформируя примыкающие к ним слои (рисунок). Это убедительно свидетельствует о ранне-диагенетической природе анкеритов, которые для пиритовых конкреций являлись уже непреодолимым препятствием, обуславливая асимметрию роста, в то время как под чистым известняком в условиях легко проницаемой среды развивались нормальные пиритовые конкреции правильной симметричной формы.

Некоторые представления о времени образования анкеритов дает также изотопный состав серы пирита из желваков и сфалерита.



Характер контакта известняка L_1 и пласта угля K_8 , особенности распределения минеральных новообразований. Известняк:

1 — анкеритизированный; 2 — неизмененный; 3 — пиритовые конкреции; 4 — кристаллы; а — сфалерита, б — пирита.

та, тетраэдрические кристаллы которого часто встречаются в приконтактной части анкеритизированного известняка на полях шахт имени Челюскинцев и Трудовской. Так, значение δS^{34} , равное -51‰ для сфалерита, свидетельствует о сравнительно благоприятных условиях сепарации легкой и тяжелой серы, когда перекрывающий торфяник слой известкового ила еще не препятствовал подтоку SO_4^{2-} .

Изотопный состав серы пиритовых конкреций приближается к океаническим сульфатам, δS^{34} составляет $+19\text{‰}$ [6], что определенно указывает на закрытые условия сульфатредукции, когда запас иона SO_4^{2-} в иловых водах полностью расходовался без существенного подтока из наддонных вод, чему препятствовал, видимо, уже значительный к этому времени слой известкового ила. Поэтому естественно предположить, что промежуточный углисто-карбонатный прослой (см. рисунок), в котором формировалась анализируемая конкреция, уже испытал некоторую усадку, не превышающую, однако, того предела, когда диффузия вещества становится затрудненной.

Это подтверждается резким увеличением коэффициента сокращения торфяника, подсчитанного по конкрециям пирита. Так, приконтактные желваки дают 3,8—4,1 крат, в то время как желваки, расположенные в 10 см ниже, составляют уже 5,6—5,8 крат.

Определяя в разрезе объем осадков, иловые растворы которых активно участвовали в восходящем движении, прежде всего необходимо отметить совершенную стерильность известняка L_1 и угля k_8 в отношении Zn, в то время как алевролиты почвы, по данным 38 полуколичественных спектральных анализов, содержат этот элемент постоянно.

При изучении химико-минерального состава желваков FeS_2 , особенностей возрастных взаимоотношений сфалерита в кремнистых стяжениях известняков и в септарных трещинах карбонатных конкреций П. В. Зарицкий [2, 3] доказал геохимическую подвижность Zn в диагенезе и его склонность к обособлению в сульфидной форме. В данном случае исключительная приуроченность сфалерита к анкеритизированному известняку наиболее убедительно свидетельствует о геохимической активности Zn и определенно указывает на пути его миграции.

Итак, геологическое значение процессов геохимического воздействия разнофациальных слоев, таких как уголь и известняк, очень велико. Ведь именно восходящей инфильтрацией торфяных и подторфяных растворов обусловлена в раннем диагенезе «пятнистая» консолидация известкового ила при образовании анкеритов, которые к позднему диагенезу после усадки (до 1,3—1,5 крат) еще податливых известковых илов оформились как различного рода «купола», «котловины» и т. п. Кроме того, знание закономерностей распространения деформированных участков известняка L_1 позволит исключить ошибки при расшифровке морфологии пласта k_8 по керну разведочных скважин, реально определить промышленную ценность таких участков и сократить потери каменного угля в недрах на действующих шахтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зарицкий П. В. О геохимическом взаимодействии соседних в разрезе разнофациальных слоев.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 180, № 1, с. 208—210.
2. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Ч. 1-я. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1970. 224 с.
3. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Ч. 2-я. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1971. 176 с.
4. Кучеренко М. Т. Химико-минералогические особенности карбонатных пород угленосной формации Донецкого бассейна.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 213, № 3, с. 696—698.
5. Мефферт Б. С., Крым В. С. Угли Алмазного и Марьевского районов. М., Изд-во Геолкома. 1926. 94 с.
6. Панов В. С. Пілот І., Корчемагін В. А. Нові дані про ізотопний склад сірки сульфідів Донбасу.— «Доп. АН УРСР», 1973, сер. Б, № 1, с. 29—32.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОККОЛИТОВ СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА

На территории юго-западного Крыма сеноманские отложения выходят на дневную поверхность в окрестностях с. Прохладное Бахчисарайского района. Один из наиболее полных разрезов этих отложений приурочен к северному склону горы Сельбухра. Его описание и зональное расчленение на основании фораминифер (по данным Н. И. Маслаковой) приведено в [6].

В указанном разрезе сеноманский ярус со следами размыва моноклинально ($C3 \angle 8-10^\circ$) залегает на верхнем альбе и принимает участие в сложении куэст в пределах Предгорной гряды Крымских гор. В нем отчетливо прослеживаются слои, отличающиеся друг от друга по литологическому составу и палеонтологическому содержанию. Приведем их краткую характеристику (снизу вверх по разрезу).

K_{1ab_3} Зона *Pervinqueria inflata*.

Слой 1. Песчаники зеленовато-серые, кварцево-глауконитовые, известковистые с фораминиферами: *Pervinqueria inflata* Sow., *Hedbergella infracretacea* (Glaessn.) и др. Видимая мощность 0,5—1,0 м.

K_{2cm_1} Зона *Thalmaninella appenninica*.

Слой 2. Песчаники зеленовато-серые, кварцево-глауконитовые, разнoзернистые, в основании слоя грубозернистые с отдельными гальками. Фораминиферы: единичные раковины *Thalmaninella appenninica* (Renz.), *Hedbergella planispira* (Tapp.) и др. Кокколиты не обнаружены. Мощность 1,5 м.

Слой 3. Мергели серые, песчаные с большим количеством фораминифер и кокколитов. Фораминиферы: *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.), *Gyroidina subconica* Vass. и др. Кокколиты: *Watznaueria barnesae* (Black), *W. biporta* Bukry, *Tergestiella margereli* (Noël), *Zygoolithus bussoni* Noël, *Z. diplogrammus* Deflandre, *Chiastozygus propagulis* Bukry, *Corollithion signum* Stradner, *Parhabdolithus embergeri* (Noël) Stradner, *Staurolithites bochothni-sae* (Górka) Reinhardt, *Zygodiscus macleodae* Bukry, *Prediscospaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner. Мощность 3,0 м.

Слой 4. Мергели светло-серые, в нижней части слоя слегка песчаные. Фораминиферы в большом количестве: *Thalmaninella appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plumm.), *Hedbergella caspia* (Vass.), *H. simplicissima* (Magne et Sig.) и др. Кокколиты: единичные экземпляры *Watznaueria barnesae* (Black), *Zygoolithus bussoni* Noël, *Gricolithus? pemmatoideus* Defl. Мощность 4,0 м.

Слой 5. Мергели светло-серые плотные, слоистые с обильным комплексом фораминифер: *Güembelitra cenomana* (Keller), *Hete-*

roheli *wachitensis* (Tapp.) и др. Кокколиты не обнаружены. Мощность 8,0 м.

К₂см₂ Зона *Rotalipora cushmani* — *Thalmanninella deecke*.

Слой 6. Мергели светло-серые и белые. Фораминиферы многочисленны и разнообразны по видовому составу: *Thalmanninella deecke* (Franke), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Hedbergella portdownensis* (W. Mitch.), *H. simplicissima* (Magné et Sigal) и др. Кокколиты присутствуют в большом количестве: *Watznaueria barnesae* (Black), *Zycolithus diplogrammus* Deflandre, *Parhabdolithus embergeri* (Noël) Stradner, *Lithastrinus floralis* Stradner, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, *Microrhabdulus decoratus* Deflandre. Мощность 6,0 м.

Слой 7. Чередование пачек мергелей темно-серых, на поверхности выветривания голубоватых (1,0—1,5) и более крепких светло-серых с отдельными прослоями белых известняков (0,7—3,0 м) с большим количеством фораминифер: *Hedbergella caspia* (Vass.), *H. planispira* (Tapp.), *Thalmanninella deecke* (Franke), *Rotalipora cushmani* (Morrow) и др. Кокколиты многочисленны и разнообразны по видовому составу: *Watznaueria barnesae* (Black), *Tergestiella margereli* (Noël) Shumenko, *Zycolithus bessoni* Noël, *Lithastrinus floralis* Stradner, *Rhabdolithus cf. rectus* Deflandre, *R. embergeri* (Noël) Stradner, *Parhabdolithus granulatus* Stover, *Zygodiscus mauleodae* Bukry, *Discorhabdus ignotus* (Górka) Perch — Nielsen, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Garther, *Braarudosphaera bigelowi* (Gran et Braarud) Deflandre. Мощность 9,0 м.

Слой 8. Мергели светло-серые с прослоями белых известняков. Для средней части слоя характерно переслаивание светло-серых и темно-серых мергелей.

Фораминиферы обильны: постоянно и в большом количестве экземпляров присутствуют *Thalmanninella deecke* (Franke), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Praeglobotruncana turbinata* (Reichel), *Hedbergella portdownensis* (W. Mitch.) и др.

Кокколиты встречаются в большом количестве: *Watznaueria barnesae* (Black), *Zycolithus bussoni* Noël, *Z. diplogrammus* Deflandre, *Lithastrinus floralis* Stradner, *Parhabdolithus granulatus* Stover, *P. embergeri* (Noël) Stradner, *Discorhabdus ignotus* (Górka) Perch — Nielsen, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner. Мощность 4,5 м.

Слой 9. Мергели светло-серые, крепкие, с прослоями темно-серых мергелей.

Фораминиферы: резко преобладают *Hedbergella portdownensis* (W. Mitch.), в меньшем количестве *Rotalipora cushmani* (Morrow) и др.

Кокколиты обильны и разнообразны по видовому составу: *Watznaueria barnesae* (Black), *Zycolithus diplogrammus* Deflandre, *Lithastrinus floralis* Stradner, *Parhabdolithus embergeri* (Noël) Stradner, *P. angustus* (Stradner) Bukry, *Staurolithites bochotnicae* (Górka) Reinhardt, *Podorhabdus dietzmanni* (Reinhardt) Reinhardt,

Zygodiscus ponticulus (Deflandre) Reinhardt, *Cretarhabdus crenulatus* Bramlette et Martini, *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky) Gartner. Мощность 8,0 м.

В изучаемом разрезе удалось определить 22 вида кокколитов. Приведем краткую характеристику некоторых представителей семейств *Coccolithaceae*, *Rabdosphaeraceae*, *Braarudosphaeraceae*.

Семейство *Coccolithaceae* Lohmann, 1902

Род *Watznaueria* Reinhardt, 1964

Watznaueria barnesae (Black) Perch — Nielsen, 1968

Coccolithus pelagicus: Векшина, 1959, с. 72, табл. 1, фиг. 7, табл. 2, фиг. 12; Stradner 1963, с. 173, табл. 1, фиг. 6; Caratini 1963, с. 41, табл. 4, фиг. 68—70; Люльева, 1967, с. 96, табл. 3, фиг. 32.

Watznaueria angustorals: Reinhardt, 1964, с. 753, табл. 2, фиг. 2, 4; Reinhardt, 1966, с. 16, фиг. 5, табл. 2, фиг. 2, табл. 3, фиг. 1—3, табл. 23, фиг. 4.

Colvillea barnesae: Black, 1965, с. 132, фиг. 2.

Coccolithus barnesae: Bramlette et Martini, 1964, с. 298; Gartner, 1968, с. 17, табл. 1, фиг. 12, табл. 4, фиг. 6—7, табл. 8, фиг. 18—22, табл. 11, фиг. 11, табл. 14, фиг. 4—5, табл. 15, фиг. 8, табл. 16, фиг. 15—16, табл. 19, фиг. 12, табл. 20, фиг. 12—13, табл. 22, фиг. 16—17, табл. 24, фиг. 8, табл. 25, фиг. 1—2; Шуменко, 1971, с. 75, табл. 10, фиг. 1—4.

Watznaueria barnesae: Perch — Nielsen, 1968, с. 31, табл. 22, фиг. 1—7; Bukry 1969, с. 31, табл. 10, фиг. 1—7.

Размеры. Большой диаметр 5—16 мкм, малый — 4—15 мкм.

Распространение. Сеноман — сантон, значительно реже в дани; верхняя? юра Алжира; верхняя юра и мел Западной Европы; верхний мел Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса, юго-западной части Воронежской антеклизы и США; маастрихт Западной Сибири и Израиля; маастрихт и даний Индии.

Watznaueria biporta Bukry, 1969

Watznaueria biporta: Bukry, 1969, с. 32, табл. 10, фиг. 8—10.

Размеры. Большой диаметр 10—11 мкм, малый — 4—10 мкм.

Распространение. Верхний мел Европы и США (Техас).

Род *Tergestiella* Kamptner, 1941

Tergestiella margereli (Noël) Shumenko, 1968

Tergestiella barnesae: Reinhardt, 1964, с. 753, фиг. 4, табл. 2, фиг. 1, табл. 12, фиг. 2, табл. 23, фиг. 6.

Tergestiella margereli: Шуменко, 1971 с. 79, табл. 11, фиг. 4—5.

Размеры. Диаметр кокколитов 4—8 мкм.

Распространение. Верхняя юра — мел. Верхняя юра Англии, Франции, Алжира; верхний мел Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и юго-западной части Воронежской антеклизы; турон — маастрихт ГДР.

Род *Zygo lithus* K a m p t n e r, 1949

Zygo lithus bussoni Noël, 1956

Zygo lithus bussoni: Noël, 1956 с. 321, табл. 2, фиг. 13—14; Шуменко, 1971, с. 82, табл. 12, фиг. 8.

Tranolithus lobatulus: Люльева, 1967, с. 93, 94, табл. 1, фиг. 4.

Размеры. Большой диаметр кокколита 2—9 мкм, малый — до 6 мкм.

Распространение. Верхняя юра — мел; верхняя юра. Алжира и Франции; сеноман, турон, сенон Франции; верхний мел Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и юго-западной части Воронежской антеклизы.

Zygo lithus diplogrammus Deflandre, 1954

Zygo lithus diplogrammus: Deflandre in Deflandre et Fert, 1954, с. 148, фиг. в тексте 57, табл. 10, фиг. 7; Люльева, 1967, с. 93, табл. 1, фиг. 7; Шуменко, 1971, с. 83, табл. 13, фиг. 1—3.

Glaucolithus diplogrammus: Reinhardt, 1964, с. 758;

Zygo lithus ponticulus: Stover, 1966, с. 148, табл. 4, фиг. 2—5.

Zygo lithus stenopous: Stover, 1966, с. 148, табл. 4, фиг. 6—9.

Tranolithus manifestus: Stover, 1966, с. 146, табл. 4, фиг. 26—27.

Zygodiscus diplogrammus: Gartner, 1968, с. 32, табл. 17, фиг. 4, табл. 19, фиг. 3, табл. 21, фиг. 2, табл. 23, фиг. 12—14.

Размеры. Большой диаметр 2—8 мкм, малый — до 5 мкм.

Распространение. Неоком? — маастрихт, особенно часто в сеноманемаастрихте. Неоком? — кампан Франции и Нидерландов; готерив — кампан Японии; альб — кампан ГДР; сеноман — маастрихт Польши; верхний мел Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и юго-западной части Воронежской антеклизы.

Chiastozygus propagulis Bukry, 1969

Neococcolithus aff. *dubius*: Gartner, 1968, с. 29, табл. 5, фиг. 12—13, табл. 7, фиг. 9а—с.

Chiastozygus propagulis: Bukry, 1969, с. 51, табл. 28, фиг. 4—5.

Zygo lithus dubius: Шуменко, 1971, с. 82, табл. 12, фиг. 7.

Размеры. Большой диаметр — до 4 мкм.

Распространение. Сантон — кампан Европы и США (Техас и Арканзас).

Род *Lithastrinus* Stradner, 1962, emend.
Shumenko, 1969

Lithastrinus floralis Stradner, 1962

Lithastrinus floralis: Stradner, 1962, с. 370, табл. 2, фиг. 6—11; Люльева, 1967, с. 96, табл. 3, фиг. 36; Шуменко, 1971, с. 89, табл. 14, фиг. 12—13.

Erolithus planus: Stover, 1966, с. 149, табл. 17, фиг. 4—7, 9, табл. 9, фиг. 21.

Размеры. Диаметр кокколитов 3—8 мкм.

Распространение. Альб-кампан? Альб-кампан? Франции и Нидерландов; сеноман — коньяк США; турон Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и юго-западной части Воронежской антеклизы.

Семейство *Rhabdosphaeraceae* Lemmermann, 1903, emend.
Shumenko, 1970

Род *Rhabdolithus* Kamptner, 1949

Rhabdolithus cf. *rectus* Deflandre, 1954

Rhabdolithus rectus: Deflandre in Deflandre, Fert, 1954, с. 157, табл. 11, фиг. 12.

Размеры. Длина стержня около 18 мкм. Большой диаметр базиса 3—4 мкм.

Распространение. Альб Франции.

Род *Parhabdolithus* Deflandre, 1952

Parhabdolithus embergeri Stradner, 1963

Discolithus embergeri: Stover, 1966, с. 142, табл. 2, фиг. 13.

Parhabdolithus embergeri: Bukry, 1969, с. 88, табл. 20, фиг. 1—6.

Размеры. Большой диаметр базиса 4—5 мкм. Длина стержня около 9 мкм.

Распространение. Верхняя юра — турон. Верхняя юра — турон Франции, Нидерландов; альб — сеноман США (Техас).

Parhabdolithus granulatus Stover, 1966

Parhabdolithus granulatus: Stover, 1966, табл. 4, фиг. 11—15, табл. 9, фиг. 17; Bukry, 1969, с. 53, табл. 30, фиг. 4—7.

Размеры. Большой диаметр базиса 6—8 мкм, малый — 3—4 мкм. Высота рабдолита — 7 мкм.

Распространение. Неоком-кампан Европы и США (Техас).

Parhabdolithus angustus (Stradner) Bukry, 1969

Parhabdolithus angustus: Stradner, 1963, с. 178, табл. 5, фиг. 6—6а.
Bukry, 1969, с. 53, табл. 29, фиг. 8, 11.

Parhabdolithus elongatus: Stover, 1966, с. 144, табл. 6, фиг. 16—19, табл. 9, фиг. 18.

Размеры. Большой диаметр базиса 6—8 мкм, малый — 3—4 мкм. Соотношение осей 1:2.

Распространение. Неоком-кампан Европы и США (Техас).

Род *Staurolithites* Caratini, 1963

Staurolithites bohotnicae Reinhardt, 1965

Staurolithites bohotnicae: Reinhardt, 1965, с. 38, табл. 3, фиг. 3; Шуменко, 1971, с. 93, табл. 16, фиг. 5.

Размеры. Большой диаметр 5—7 мкм.

Распространение. Альб-маастрихт. Альб-маастрихт ГДР; сanton — маастрихт Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса, юго-западной части Воронежской антеклизы.

Род *Podorhabdus* Noël, 1965

Podorhabdus dietzmanni Reinhardt, 1967

Podorhabdus dietzmanni: Шуменко, 1971, с. 102, табл. 18, фиг. 10.

Podorhabdus dietzmanni: Reinhardt, 1967, с. 169, фиг. 4.

Размеры. Большой диаметр 8—9 мкм.

Распространение. Альб верхний мел. Альб ГДР; сеноман — кампан Европы и США (Техас); маастрихт Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и юго-западной части Воронежской антеклизы.

Род *Zygodiscus* Bramlette et Sullivan, 1961 emend. Reinhardt, 1966, Gartner, 1968

Zygodiscus ponticulus Reinhardt, 1966

Zygodiscus ponticulus: Stover, 1966, с. 148, табл. 4, фиг. 2—5.
Zygodiscus ponticulus: Reinhardt, 1966, с. 40, табл. 10, фиг. 3; Шуменко, 1971, с. 98, табл. 17, фиг. 9.

Размеры. Большой диаметр кокколитов 4—5 мкм.

Распространение. Неоком — верхний мел. Неоком — сенон Франции и Нидерландов; сеноман кампан США; сanton

кампан Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса и юго-западной части Воронежской антеклизы; сенон Польши; маастрихт ГДР.

Zygodiscus macleodae Bukry, 1969

Zygodiscus macleodae: Bukry, 1969, с. 60, табл. 35, фиг. 1—3.

Размеры. Большой диаметр 4—5 мкм. Соотношение осей 3:2.

Распространение. Кампан Европы и США (Техас).

Cretarhabdus Bramlette et Martini, 1964

Cretarhabdus crenulatus Bramlette et Martini, 1964

Cretarhabdus crenulatus: Bramlette et Martini, 1964, с. 300, табл. 2, фиг. 21—24; Шуменко, 1971, с. 102, табл. 18, фиг. 9.

Размеры. Большой диаметр базиса — до 6 мкм. Соотношение осей 5,5:4,5.

Распространение. Неоком — верхний мел. Неоком — нижний сеноман Франции и Нидерландов; сантон, кампан Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса, юго-западной части Воронежской антеклизы; верхний мел США (Техас, Арканзас).

Corollithion Stradner, 1961

Corollithion signum Stradner, 1963

Corollithion signum: Stradner, 1963, с. 11, табл. 1, фиг. 13; Люльева, 1967, с. 96, табл. 4, фиг. 43; Шуменко, 1971, с. 105, табл. 20, фиг. 4.

Размеры. Диаметр кокколотов 3—4 мкм.

Распространение. Турон — кампан. Турон, сантон Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса, юго-западной части Воронежской антеклизы; турон — кампан Австрии.

Discorhabdus Noël, 1965

Discorhabdus ignotus (Górka, 1957) Perch — Nielsen, 1968

Discorhabdus ignotus: Perch — Nielsen, 1968, с. 81, фиг. 41—42, табл. 28, фиг. 6—9.

Размеры. Диаметр кокколита 5—7 мкм.

Распространение. Сеноман — маастрихт. Сеноман Англии; сеноман, турон, маастрихт Франции; турон, маастрихт ГДР, Дании и Франции.

Род *Prediscosphaera* Vekshina, 1959

Prediscosphaera cretacea (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968

Coccolithophora cretacea: Архангельский, 1912, с. 410, 411, табл. 6, фиг. 12—13.

Deflandrius cretaceus: Шуменко, 1971, с. 100, табл. 18, фиг. 6.

Deflandrius interciscus: Люльева, 1967, с. 96, табл. 3, фиг. 23.

Prediscosphaera cretacea: Gartner, 1968, с. 19—20, табл. 11, фиг. 11, 13, табл. 3, фиг. 8, табл. 4, фиг. 22, табл. 6, фиг. 14.

Размеры. Диаметр базиса 3—8 мкм. Высота 5—7 мкм.

Распространение. Сеноман — маастрихт. Верхний мел Днепровско-Донецкой впадины, окраин Донбасса, юго-западной части Воронежской антеклизы, Франции, Польши, США, Японии; маастрихт Западной Сибири, Поволжья.

Род *Cricolithus* Kamptner, 1958

Cricolithus pemmatoideus Deflandre, 1964

Cricolithus? pemmatoideus: Manivit, 1971, с. 120, табл. 9, фиг. 8—9, табл. 10, фиг. 1—5.

Размеры. Большой диаметр кокколитов 8—17 мкм, малый — 7—16 мкм.

Распространение. Альб — кампан. Альб, сеноман, кампан Франции.

Род *Microrhabdulus* Deflandre, 1959

Microrhabdulus decoratus Deflandre, 1959

Microrhabdulus decoratus: Deflandre, 1959, с. 140, 141, табл. 4, фиг. 1—5; Шуменко, 1971, с. 106, табл. 20, фиг. 5, 7.

Размеры. Длина стержня до 10 мкм, толщина 2—3 мкм.

Распространение. Сеноман — маастрихт. Сеноман, маастрихт Европы; сенон США и Австралии.

Семейство *Braarudosphaeraceae* Deflandre, 1947

Род *Braarudosphaera* Deflandre, 1947

Braarudosphaera bigelowi (Gran et Braarud, 1935) Deflandre, 1947.

Braarudosphaera bigelowi: Deflandre, 1947, с. 439, фиг. 1—5.

Размеры. Диаметр кокколита до 8 мкм.

Распространение. Альб-маастрихт. Альб-кампан Франции и Нидерландов; турон, сантон Днепровско-Донецкой впадины; маастрихт Днепровско-Донецкой впадины и Западной Сибири.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в разрезе сеноманских отложений северного склона горы Сельбухра в настоящее время на основании кокколитов пока нельзя разграничить нижнесеноманский и верхнесеноманский подъярусы. Возможность такого разграничения станет ясной в результате изучения стратиграфического распространения кокколитов на более обширной территории Крыма, а также сопоставления крымских разрезов с разрезами разновозрастных отложений других регионов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России.— «Материалы для геологии России», т. 25. М., 1912. 631 с.
2. Векшина В. Н. Кокколитофориды маастрихтских отложений Западно-Сибирской низменности.— «Труды Сиб. науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики минер. сырья», 1959, вып. 2, с. 56—57.
3. Вишневецкий А. В., Меняйленко П. А. Кокколитофориды нижнемеловых (аптских) глин Бахчисарайского района. «Изв. вузов. Геология и разведка», 1963, № 11, с. 12—22.
4. Люльева С. А., Липник Е. С. Сопоставление границ сеномана Днепровско-Донецкой впадины по комплексам известковых нанофоссилий и фораминифер.— «Палеонтол. сб.», 1969, вып. 1, № 6, с. 75—80.
5. Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР.— «Труды Ин-та геологии АН СССР», вып. 160. М., 1956. 301 с.
6. Путеводитель экскурсий XII Европейского микропалеонтологического коллоквиума. Ч. 1-я. Крым. М., 1971. 150 с.
7. Шамрай И. А. Некоторые формы верхнемеловых и палеогеновых кокколитов и дискоастеридов на юге Русской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1963, № 4, с. 27—40.
8. Шуменко С. И. Применение метода электронномикроскопических реплик к изучению верхнемеловых Coccolithophoridae.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 2, с. 471—473.
9. Шуменко С. И. Электронномикроскопическое изучение кокколитофорид.— В кн.: Ископаемые водоросли СССР. М., «Наука», 1967, с. 93—96.
10. Шуменко С. И. Некоторые моменты онтогенеза, изменчивости и систематики ископаемых кокколитофорид на основе электронномикроскопических исследований.— «Палеонтол. журнал», 1968, № 4, с. 32—27.
11. Шуменко С. И. Электронномикроскопическое изучение некоторых позднемеловых кокколитов юга Русской платформы.— «Палеонтол. журнал», 1969, № 2, с. 3—14.
12. Шуменко С. И. Кокколиты, их геологическое значение и изученность.— «Сов. геология», 1969, № 6, с. 19—27.
13. Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и Курской магнитной аномалии. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1971. 164с.
14. Black M. New names for some coccolith taxa.— «Proc. Geol. Soc. London», 1967, p. 139—145.
15. Bramlette M. N., Martini E. The great change in calcareous nannoplankton fossils between Maestrichtian and Danian.— «Micropaleontology», 1964, vol. 3, N 10, p. 291—322.
16. Black M., Barnes B. The structure of coccoliths from the English chalk.— «Geol. Mag.», 1959, vol. 96, № 5, p. 19—26.
17. Bramlette M. N., Sullivan F. R. Coccolithophorides and related nannoplankton of early Tertiary in California.— «Micropaleontology», 1961, vol. 7, № 2, p. 129—188.
18. Bukry D. Upper cretaceous coccoliths from Texas and Europe.— In Univ. Kansas Paleontol. Contrib., Article 51 (protista 2). Kansas-City, 1969. 119 p.

19. *Caratini C.* Contribution à l'étude des coccolithes du cénoomanien supérieur et du Turonien de la région de Rouen.— «Thèse Faculté des Sci. Univ. d'Alger», 1960, a. 12, p. 72.
20. *Caratini C.* Etude des coccolithes du Cenomanien supérieur et du Turonien de la région de Rouen.— «Thèse Faculté des Sci. Univ. d'Alger», 1963, a. 12, p. 61.
21. *Deflandre G.* Classe des Coccolithophoridès.— In: Grasse Traité de Zoologie. T. 1. Paris, 1952, p. 439—470.
22. *Deflandre G., Fert Ch.* Observations sur les Coccolithophoridès actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique.— «Ann. Paléontol.», 1954, a. 40, p. 177—178.
23. *Deflandre G.* Sur les nannofossiles calcaires et leur systématique.— «Rev. Micropaleontol.», 1959, a. 2, p. 127—152.
24. *Gartner S.* Coccoliths and related Calcareous Nannofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas.— In Univ. Kansas Paleontol. contrib., 48. Protista 1. Kansas-City, 1968. 56 p.
25. *Manivit H.* Les nannofossiles calcaires du crétacé Français (Aptien—Maestrichtien).— In Thèse Faculté des sciences Univ. d'Osay. Osay, 1971. 206p.
26. *Perch-Nielsen K.* Der einbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichten von Danemark.— In Kong. Danske Videnskab. Selskab Biolog. Skifter 16, 1. Oslo, 1968. 161 S.
27. *Reinhardt P.* Zur Taxonomie und Biostratigraphie des fossilen Nannoplanktons aus dem Malm, des Kreide und dem Alttertiär Mitteleuropas.— Freiberg. Forsch, 196, Paläont., Leipzig, 1966, S. 61.
28. *Stover L. E.* Cretaceous Cossolits and associated nannofossils from France and the Netherlands.— «Micropaleontology», 1966, vol. 12, № 2, p. 133—167.

УДК 550.47:564.8:551(763.335 + 781)(477.75)

Ю. И. КАЦ, канд. геол.-минерал. наук,
В. К. КОКУНЬКО

БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАТСКИХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ БРАХИОПОД КРЫМА И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СИСТЕМАТИКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Биогеохимические исследования брахиопод получили в последние годы широкое распространение и позволили выявить основные закономерности изменения содержаний микроэлементов в раковинах мезозойских [2—6] и отчасти палеозойских форм. Данные о химическом составе кайнозойских брахиопод, за исключением современных [5—8], не известны.

Для оценки изменений состава раковинного вещества брахиопод на рубеже мезозоя и кайнозоя исследовались датские, палеоценовые и эоценовые брахиоподы Горного Крыма.

Систематический состав и стратиграфическое распространение брахиопод. Датские, палеоценовые и эоценовые отложения принимают участие в геологическом строении второй гряды Крымских гор. Остатки брахиопод были отобраны из разрезов по рекам Черная, Бельбек, Бодрак, Альма, Биюк-Карасу и Кучук-Карасу. Многочисленные раковины брахиопод встречаются в этих разрезах почти на всех стратиграфических интервалах.

Датский ярус включает три комплекса остатков брахиопод, отвечающих, по-видимому, трем подъярусам дания стратотипического разреза.

Нижнедатский комплекс приурочен к известковым песчаникам и глауконитово-кварцевым известковистым пескам и представлен немногочисленными раковинами мелких ринхонеллид и крупных *Terebratula fallax* Lundgr.

Среднедатский комплекс приурочен к органогенно-обломочным известнякам, залегающим с размывом на нижнедатских отложениях и содержащим в основании фосфоритовую гальку (Восточный Крым). Брахиоподы представлены многочисленными остатками *Danocrania polonica* Roz., *D. semicostulata* Roz., *Isocrania posselti* Jaek., *Basilola incurva* Schloth., *Terebratula fallax* Lundgr., *Chatwinothyris lens* (Nilss.), *Ch. incisa* Buch, *Terebratulina tenuistriata* Arn. и др.

Верхнедатский комплекс брахиопод обнаружен в органогенно-обломочных известняках и включает многочисленные *Danocrania tuberculata* Schloth., раковины которых являются пороодообразующими, и редкие раковины *Danocrania transversa* Lundgr., *Isocrania posselti* Roz., *I. sp.*, *Terebratula fallax* Lundgr., *Terebratulina tenuistriata* Arn. Толща органогенно-обломочных мшанково-серпуловых известняков, занимающая промежуточное положение между данием и монсом, и монские грубодетритовые известняки содержат лишь немногочисленные раковины *Orientothyris* sp.

Танетский ярус включает остатки брахиопод лишь в нижней — мергельной части. Здесь встречаются многочисленные крупные раковины *Terebratula bisinuata* Lam. и редкие *Terebratulina* sp. В глинисто-алевролитовой и карбонатно-глинистой части танета, залегающих стратиграфически выше, остатки брахиопод не обнаружены.

Ипрский ярус представлен двумя типами разрезов: карбонатно-глинистыми и карбонатно-песчаными отложениями и содержит многочисленные раковины брахиопод. В первом типе разрезов, охватывающем Западный и Центральный Крым, обнаружены раковины *Terebratulina striatula* Dav., *Gryphus bajanianus* (Dav.), *Gryphus kickxi* (Gal.), *Gryphus hilarionis* (Menegh). Со вторым типом разрезов связан наиболее разнообразный и многочисленный по количеству экземпляров для всего рассматриваемого стратиграфического интервала комплекс брахиопод: *Streptaria streptimorpha* Cooper, *Erymnaria polymorpha* (Mass.), *Terebratula bisinuata* Lam., *Terebratulina* sp., *Lutetiarcula* sp., *Bifolium* sp., *Gryphus bajanianus* (Dav.), *G. kickxi* (Gal.), *G. hilarionis* (Men.) и др. Наибольшего разнообразия ипрский комплекс достигает в средней части разреза.

Лютетский ярус содержит лишь немногочисленные раковины брахиопод. В базальной части этого яруса встречаются немногочисленные представители рода *Gryphus* плохой сохранности, а в верхней части разреза — в толще нуммулитовых известняков — най-

дены немногочисленные экземпляры *Gryphus bajanianus* со следами прижизненной окраски.

Материал и методика исследований. Изучено 117 раковин брахиопод, относящихся к родам *Dapocrania* (отряд Craniida), *Bifolium* (отряд Thesideida), *Terebratula*, *Chatwinothyris*, *Terebratulina* (отряд Terebratulida) и *Gryphus* (отряд Centronellida). Раковины препарировались и очищались с помощью ультразвукового аппарата «Ультрастом» и бормашины. Элементарный химический состав раковин изучался с применением спектрографа ИСП-28 в лаборатории кафедры общей геологии и палеонтологии ХГУ по методике, описанной ранее [3,6].

Характеристика элементарного состава исследуемых таксонов. Представители указанных выше четырех отрядов брахиопод принадлежат к карбонатно-кальцевой группе и подразделяются на две подгруппы: карбонатную магниевую-кальцевую, к которой относятся Craniida и Thesideida, и карбонатную кальцевую (Terebratulida и Centronellida).

Отряд Craniida на исследуемой территории наиболее широко представлен в датских отложениях. По данным анализа 19 раковин *Dapocrania tuberculata* и трех раковин *D. polonica* содержание Mg колеблется в пределах 0,63—1,71%; Sr — 0,022 — 0,036%; Fe — 0,039 — 0,073%; Mn — 0,0017 — 0,0044%; Cu — 0,00023—0,00048%; Al — 0,0046 — 0,039%; Si — 0,034—0,28%.

Отряд Thesideida. В результате изучения четырех раковин *Bifolium* sp. из нижнего эоцена (р-н г. Белогорска) восточнее Ак-Кая выявлены следующие содержания микроэлементов: Mg — 0,75—0,87%; Sr — 0,03 — 0,035%; Mn 0,063—0,09%; Fe — 0,19—0,23%; Cu — 0,00038—0,0006%; Al — 0,07—0,1%; Si — 0,027—0,32%.

Отряд Terebratulida. Исследование 44 раковин рода *Terebratula*, четырех раковин *Chatwinothyris*, и пяти раковин *Terebratulina* позволило установить следующие пределы содержаний микроэлементов: Mg—0,21—1,2%; Sr—0,026—0,15%; Fe — 0,028—0,18%; Mn — 0,00065—0,028%; Cu — 0,00023—0,0006%; Al—0,016—0,16%; Si—0,07—0,6% (у неокремненных и слабоокремненных раковин).

Отряд Centronellida. Анализ 40 раковин рода *Gryphus* позволил установить те же микроэлементы, что в предыдущем отряде, с содержанием: Mg — 0,16—0,75%; Sr — 0,026 — 0,1%; Fe = 0,024—0,16%; Mn—0,0007—0,017%; Cu—0,00024—0,00042%; Al—0,012—0,06% в неокремненных раковинах и 0,09—0,2% в окремненных; содержание Si в неокремненных и слабоокремненных раковинах составляет 0,014—0,55% и превышает 1% в сильно окремненных раковинах.

Закономерности распределения микроэлементов. Содержание различных микроэлементов в раковинах и в других скелетных образованиях ископаемых организмов определяется четырьмя группами факторов: систематическим положением (филогенетический фактор);

физиологическими особенностями организмов; влиянием физико-географических условий; вторичными (диа- и эпигенетическими) изменениями. Рассмотрим последовательно влияние указанных факторов на особенности концентрации различных элементов.

Таксономические различия в концентрации элементов фиксируются на различных филогенетических уровнях. Выявлено, что вариации в содержании микроэлементов проявляются у представителей различных видов, родов, семейств и отрядов. На видовом уровне биогеохимические различия наиболее четко проявляются у представителей рода *Gryphus*. На основании анализа гистограмм содержаний различных элементов в раковинах установлено, что представители *Gryphus bajanianus* обладают способностью образовывать более высокие концентрации Mg, Cu и Mn, чем *Gryphus kickxi* и *Gryphus hilarionis*. Последние два вида отличаются друг от друга по особенностям концентрации Sr и Mg.

В пределах отряда *Terebratulida* намечаются и таксономические отличия в концентрации элементов, связанные с семейственной принадлежностью. В частности, можно утверждать, что представители семейств *Terebratulidae* и *Cancellothyrididae* отличаются содержанием Mg, Cu и Mn в карбонатном веществе раковины. Канцеллотириды имеют повышенное содержание Mg (0,6—0,75%), Cu (0,000 38—0,000 6%) и Mn (0,001 5—0,028%).

Биогеохимические различия представителей различных отрядов связаны с их принадлежностью к разным группам. В пределах же группы (карбонатной кальциевой и карбонатной магниво-кальциевой) намечаются лишь незначительные отличия в содержании микроэлементов для разных отрядов. В частности, ранее было установлено [2], что представители отряда *Rhynchonellida* отличаются наименьшими содержаниями Sr по сравнению с отрядами, относящимися к карбонатной кальциевой группе.

Физиологические различия в содержании микроэлементов связаны с особенностями построения раковины, что обусловлено процессами метаболизма. У особей, обладающих коротким жизненным циклом, раковины, как правило, меньших размеров, а дифференциация раковинного вещества на подслои развита в незначительной степени. Раковины брахиопод *Gryphus bajanianus*, *Terebratulina striatula*, *Bifolium* sp. и кранииды всегда содержат повышенные концентрации Mg, а нередко Cu и Mn. Способность к избыточному накоплению магния у брахиопод может быть связана с реакцией организма на повышение солености (осмотический фактор), а также с особенностями метаболизма (интенсивностью обменных процессов). Последнее характерно для вышеуказанных видов, имевших мелкую раковину и обладавших коротким жизненным циклом.

Остановимся на особенностях концентрации элементов в раковине в процессе роста особи. Ранее отмечалось [1] изменение кальцит-арагонитового соотношения и в соответствии с этим — изменение концентрации микроэлементов в процессе роста двустворчатых

моллюсков. Исследование раковин *Terebratula bisinuata* из танетских мергелей и *Terebratula fallax* из среднелатских детритовых известняков указывает на прямую корреляцию между размерами раковин и содержанием в них Mg. Эта же зависимость прослежена у *Dapocrania tuberculata* из верхнелатских детритовых известняков (Улаклы). Однако в данном случае были анализированы раковины, собранные из различных слоев, и изменение содержания в них Mg, вероятно, связано с изменением гидрохимического или температурного режима.

Физико-географические (палеогеографические) факторы. К числу внешних факторов, влияющих на изменение концентрации элементов в раковинах организмов, относятся температурный режим, глубина обитания, соленость воды и изменение гидрохимического (ионного) режима. Проведенные исследования указывают, что изменение концентрации различных элементов в раковинах брахиопод и особенности развития тех или иных биогеохимических групп в датско-палеогеновых бассейнах Крыма прежде всего определялись периодичностью климатических изменений.

Эти изменения, обусловленные сменой эпох увлажнения и осушения, влияли на «водный фон» (концентрацию ионов) и температуру водной среды. В большинстве работ изменение содержания химических элементов и изотопов в раковинах обычно связывается с изменением температуры водной среды, а фактору изменения водного фона не придается существенного значения. Проведенные нами исследования указывают, что раковины брахиопод, захороненные в карбонатных (эпоха аридизации) и терригенных (эпоха увлажнения) отложениях, существенно различаются по элементарному химическому составу. Увеличение содержания в них Mg сопряжено с повышением карбонатности (поздний маастрихт, средний и верхний даний и отчасти середина нижнего эоцена) (рис. 1).

С эпохами аридизации связана вспышка в развитии видов, относящихся к карбонатной магниевно-кальциевой группе, причем наибольшее их количество встречено в верхнем дании. Увеличение же содержания стронция и марганца, наоборот, связано с понижением карбонатности (нижний даний, танет — нижний ипр, верхний ипр). В указанные промежутки времени развивались лишь представители карбонатной кальциевой группы, причем к эпохам наибольших концентраций стронция (ранний даний, танет) приурочены лишь формы, обладавшие двухслойной раковиной. В эпохи наибольшей аридизации (монс) и увлажнения (поздний танет) брахиоподы отсутствовали, так как создавшийся в это время солевой режим бассейнов выходил, вероятно, за пределы толерантности рассматриваемой группы организмов. Оптимум развития брахиопод (поздний маастрихт, средний ипр) сопоставляется с некоторым средним уровнем (0,6—0,8%) концентрации магния в их раковинах. С нижним пределом этого уровня сопряжено наибольшее развитие трехслойных форм (отряд *Centronellida*). Рассматриваемый средний уровень солености отвечает одновременно и среднему уровню темпе-

ратурного режима датских и палеогеновых бассейнов Крыма. Таким образом, биогеохимические данные хорошо согласуются с результатами исследований А. М. Попова и одного из авторов статьи о приуроченности позднемерловых и палеогеновых представителей отряда *Centronellida* к бассейнам умеренной зоны.

Вторичные изменения. Эпигенетическим изменениям наиболее подвержены раковины, заключенные в среднедатских детритовых известняках, танетских мергелях и отчасти в нижнеэоценовых известковистых песчаниках. Окремнение среднедатских *Terebratula*,

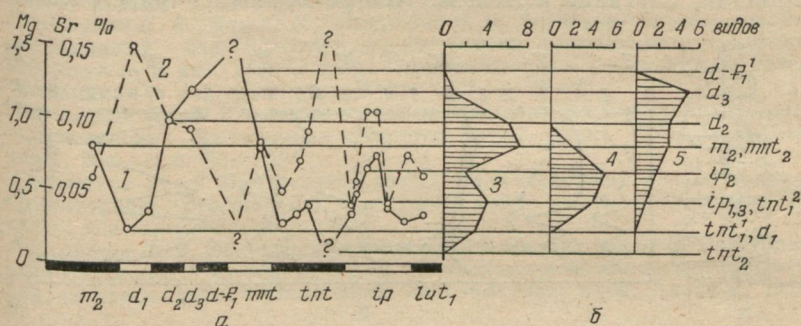


Рис. 1. Изменение содержания магния и стронция в раковинах маастрихтско-палеогеновых брахиопод Крыма (а) и развитие основных структурно-биогеохимических групп (б). Графики:

1 — средних содержаний магния; 2 — максимальных содержаний стронция; 3, 4, 5 — изменения количества видов брахиопод в бассейнах с различной температурой и соленостью (по уровням содержаний магния) у представителей карбонатной кальциевой подгруппы с двухслойной (3) и трехслойной (4) раковиной, у представителей карбонатной магниевой кальциевой подгруппы (5).

Chatwinothyris и *Danocrania* сопровождается уменьшением содержания в раковине магния и стронция. Поэтому прижизненными значениями содержаний этих элементов правильнее, по-видимому, считать наибольшие. Этому же типу эпигенетических изменений (окремнению) подвержены и раковины *Terebratula* из танетских мергелей. Однако в данном случае процессы перераспределения элементов, вероятно, имели сложный характер, так как из глинистой фракции вмещающих раковины пород мог привноситься ряд элементов. Поэтому при построении графиков необходимо ориентироваться на средние значения содержания магния. Гораздо большей сложностью вторичных изменений химического состава раковин брахиопод характеризуются ипрские отложения. В разрезе глауконитовых песчано-карбонатных образований в районе Белогорска зафиксировано три горизонта с окремненными и три горизонта с ожелезненными раковинами (рис. 2). Окремненные раковины тяготеют к более песчаным разностям пород, а ожелезненные — к песчано-карбонатным отложениям. В первом случае значительное увеличение кремния в раковинах сопровождается изменением

содержаний магния, железа и марганца. Ожелезнение раковин приводит к повышению содержания марганца.

Биогеохимические данные и цикличность осадконакопления. Пойслойный отбор и результаты спектрального анализа раковин позволили выяснить основные тенденции в распределении микроэлементов в раковинах датских, палеоценовых и эоценовых брахиопод в зависимости от приуроченности их к той или иной части цикла или элементарного ритма. В частности, раковины, отобранные из регрессивных полуритмов, характеризуются большим содержанием магния, стронция, марганца и железа, чем раковины из трансгрессивных

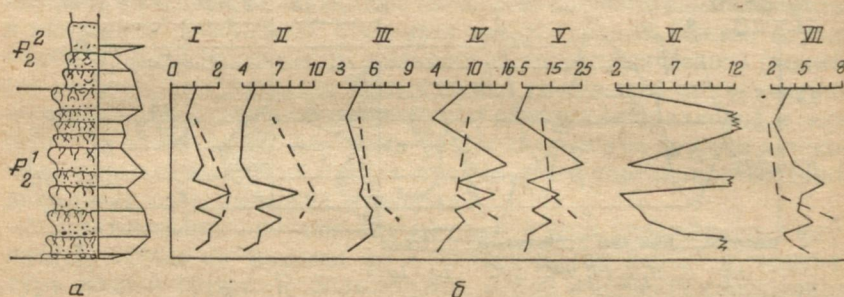


Рис. 2. Сопоставление ритмостратиграфических и биогеохимических данных по разрезу эоцена к востоку от Ак-Кай:

a — стратиграфический разрез и ритмограмма мощностей элементарных ритмов; *б* — кривые средних содержаний различных микроэлементов в раковинах центронеллидных (сплошная линия) и теребратулидных (пунктирная линия) брахиопод: I — $n \cdot 10^{-1}\%$ Mg; II — $n \cdot 10^{-2}\%$ Sr; III — $n \cdot 10^{-4}\%$ Cu; IV — $n \cdot 10^{-2}\%$ Fe; V — $n \cdot 10^{-3}\%$ Mn; VI — $n \cdot 10^{-1}\%$ Si; VII — $n \cdot 10^{-2}\%$ Al.

полуритмов (рис. 2). Кроме того, установлено, что общий характер ритмограмм, построенных по изменению мощностей элементарных ритмов, совпадает с кумулятивными кривыми содержаний магния, стронция и меди в раковинах представителей отряда Centronellida. Кривые же содержаний «терригенных» элементов — силиция, железа и марганца — резко не совпадают с ритмограммами мощностей. На примере исследований позднедатских краниид выявлена сходная с описанной выше зависимость содержания элементов в раковинах. Раковины *Danocrania tuberculata* Schloth., отобранные из верхней (регрессивной) части верхнедатских детритовых известняков, обладают повышенным содержанием магния, железа, марганца и пониженным содержанием силиция и стронция.

Биогеохимическая оценка мел-палеогенового рубежа. В результате комплексного биогеохимического, палеоэкологического и фациально-палеогеографического анализа выявлены основные этапы изменений солевого и температурного режима маастрихтско-раннеэоценовых акваторий Крыма. Конец датского века и монс отвечали единому этапу потепления и некоторого повышения солености вод, а поздний маастрихт и ранний даний принадлежали к различным климатическим этапам. Таким образом, второй вариант

границы между мелом и палеогеном (маастрихт — даний) является более предпочтительным.

Авторы благодарят В. П. Макридина, Л. В. Лапчинскую и Л. И. Смыслову за консультации и обсуждение результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольф К. Х., Чилингар Дж. В., Биленс Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков. — В сб.: Карбонатные породы. Т. II. М., «Мир», 1970, с. 9—111.
2. Лапчинская Л. В., Кац Ю. И., Макридин В. П. Значение биогеохимических исследований для палеозоогеографического районирования морских бассейнов. — В кн.: Тезисы докл. Первого Всесоюз. совещания по палеобиогеохимии и палеоэкологии. Баку, 1969, с. 39—41.
3. Лапчинская Л. В. К вопросу о биогеохимических исследованиях раковин позднемеловых брахиопод. — «Вестник Харьк. ун-та», 1970, № 55. Сер. геол., вып. 1, с. 62—76.
4. Лапчинська Л. В. Біогеохімічні дослідження черепашок пізньокрейдових Chlidonophora (Brachiopoda). — «Вісник Харк. ун-ту», 1972, № 86. Геологія, вип. 3, с. 41—48.
5. Лапчинская Л. В. Исследование химического состава раковин маастрихтских брахиопод и их значение для систематики и палеогеографии. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Харьков, 1973. 27 с.
6. Смылова Л. І. Деякі дані біогеохімічних досліджень пізньояурських брахіопод Руської платформи. — «Вісник Харк. ун-ту», 1972, № 86, Геологія, вип. 3, с. 49—55.
7. Фейрбридж Р. В. Карбонатные породы и палеоклиматология в биохимической истории планеты. — В сб.: Карбонатные породы. Т. I. М., 1970, с. 357—386.
8. Jope H. M. Composition of brachiopod shell. — In Treatise on Invertebrate Paleontology. Part H. Brachiopoda. Vol. 1. N. Y., 1965, p. 156—164.

УДК 550.47:564.8:551(763.781)(477.75)

В. К. КОКУНЬКО

ОБ ЭЛЕМЕНТАРНОМ ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ РАКОВИН ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ РОДА GRYPHUS ИЗ ЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА

В результате изучения элементарного химического состава брахиопод на разных систематических уровнях [1—3] были выявлены различия в содержании микроэлементов в составе раковин, относящихся к большим таксонам. Собранный нами материал позволил исследовать содержание микроэлементов в раковинах ископаемых брахиопод, принадлежащих к одному роду — *Gryphus* и относящихся к трем видам — *G. kickxi* (Gal), *G. hilarionis* (Menegh.) и *G. bajanianus* (Dav.). Было проанализировано 36 раковин, из них 10 — *G. kickxi*, 12 — *G. hilarionis* и 14 — *G. bajanianus*. Изученные раковины отобраны из двух литолого-фациальных типов ипрских отложений: карбонатно-глинистого (Бахчисарай, Скалистое) и карбонатно-песчаного (Ак-Кая и к востоку от Ак-Кая).

Раковины брахиопод, относящихся в видам *G. kickxi* и *G. hilarionis*, распространены в обоих литолого-фациальных типах. Остатки же *G. bajanianus* обнаружены преимущественно в песчано-карбонатных отложениях (к востоку от Ак-Каи). Максимум распространения последних приходится на более песчанистую часть разреза. С повышением карбонатности количество экземпляров значительно уменьшается. Приуроченность раковин *G. bajanianus* к определенному типу пород (карбонатно-песчаные прибрежные отложения), вероятно, связана с тем, что они обладали более узкой экологической валентностью, чем представители других видов.

В результате спектрального анализа во всех раковинах, относящихся к указанным видам, были обнаружены Mg, Sr, Mn, Fe, Al, Cu, Si и в некоторых раковинах — Ti. Результаты анализов приведены в таблице.

Проследим различия в содержании микроэлементов в раковинах в зависимости от видовой принадлежности и приуроченности их к тому или иному литолого-фациальному типу вмещающих пород.

Gryphus kickxi (Gal.). Всего проанализировано 10 раковин. Из них 5 раковин относятся к карбонатно-песчаным отложениям и 5 — к песчано-карбонатным. В раковинах, приуроченных к карбонатно-песчаным породам (Ак-Кая), обнаружены следующие содержания микроэлементов: Mg — 0,21—0,27%; Sr — 0,026—0,058%; Fe — 0,024—0,038%; Mn — 0,0016—0,003%; Al — 0,012—0,07%; Cu — 0,00024—0,00028%; Si — 0,42% у слабо кремненного экземпляра и больше 1% — у кремненных. В раковинах *G. kickxi*, отобранных из песчано-карбонатных отложений (к востоку от Ак-Каи), содержится: Mg — 0,17—0,3%; Sr — 0,026—0,55%; Fe — 0,032—0,09%; Mn — 0,003—0,005%; Al — 0,016—0,12%; Cu — 0,00026—0,0004%; Si — 0,5% (слабокремненные раковины) и больше 1% — (кремненные).

Gryphus hilarionis (Menegh.). Исследовано 12 раковин, из них шесть — из карбонатно-глинистых пород (Бахчисарай, Скалистое, Красный Мак), две раковины из карбонатно-песчаных (Ак-Кая), три — из песчано-карбонатных (к востоку от Ак-Каи) и одна — из прослая нуммулитовых известняков в ипрских глинах (Бахчисарай). В раковинах, найденных в карбонатно-глинистых породах, обнаружено: Mg — 0,24—0,63%; Sr — 0,03—0,1%; Fe — 0,02—0,1%; Mn — 0,0007—0,003%; Al — 0,018—0,036%; Cu — 0,00025—0,00028%; Si — 0,87% — больше 1%. В ископаемых брахиоподах из карбонатно-песчаных образований зафиксировано: Mg — 0,45—0,51%; Sr — 0,073—0,083%; Fe — 0,07—0,32%; Mn — 0,0042—0,0052%; Al — 0,03—0,09%; Cu — 0,00026%; Si — больше 1%. В экземплярах, отобранных из песчано-карбонатных отложений содержится: Mg — 0,45—0,51%; Sr — 0,073—0,083%; Mn — от следов до 0,005%; Al — 0,016—0,2%; Cu — 0,00027—0,0003%; Si — больше 1%.

Gryphus bajanianus (Dav.) Раковины (14 экземпляров) отобраны из одного разреза (к востоку от Ак-Каи), но из

Содержание химических элементов раковинах представителей рода *Gryphus*

Номер пробы	Наименование вида	Место отбора проб	Характер вмещающих пород	Содержание элементов					
				Mg	Sr	Fe	Mn	Al	Cu
26	<i>Gryphus kickxi</i>	Ак-Кая	Песок глауконитово-кварцевый, известковистый	0,21	0,034	0,036	0,0025	0,058	0,000 28
28		»	То же	0,23	0,045	0,042	0,003	0,070	0,000 26
31		»	»	0,27	0,026	0,038	0,0025	0,023	0,000 28
31a		»	»	0,22	0,034	0,025	0,0016	0,012	0,000 25
27		»	»	0,27	0,058	0,024	0,0016	0,012	0,000 24
44		К востоку от Ак-Кай	Известняк песчаный	0,30	0,055	0,052	0,0040	0,016	0,000 26
86		То же	То же	0,25	0,042	0,09	0,0050	0,120	0,000 40
90	<i>Gryphus hilarii</i>	»	»	0,17	0,026	0,036	0,0036	0,024	0,000 30
91сб+		»	»	0,22	0,040	0,032	0,0030	0,016	0,000 30
91сс++		»	»	0,24	0,045	0,040	0,0036	0,016	0,000 32
20		Бахчисарай	Известковистая глина	0,27	0,042	0,080	0,0007	0,028	0,000 25
21	<i>Gryphus hilarii</i>	»	То же	0,24	0,036	0,086	0,0007	0,018	0,000 25
22		»	»	0,63	0,090	0,032	0,0013	0,022	0,000 25
38		Скалистое	»	0,57	0,100	0,042	0,0030	0,036	0,000 28
39		»	»	0,48	0,095	0,100	0,0025	0,032	0,000 28

Продолжение таблицы

Номер пробы	Наименование вида	Место отбора проб	Характер вмещающих пород	Содержание элементов					
				Mg	Sr	Fe	Mn	Al	Cu
29	Gryphus hilarionis	Ак-Кая	Песчаник известково-вистый	0,51	0,083	0,320	0,0042	0,090	0,000 26
30		»	То же	0,45	0,073	0,070	0,0520	0,030	0,000 26
43		К востоку от Ак-Кай	Известняк песчаный	0,27	0,055	0,052	0,0045	0,016	0,000 27
69		То же	То же	0,25	0,042	0,055	Следы	0,090	0,000 30
87		»	Красный Мак	Известковистая глина	0,25 0,30	0,053 0,030	0,080 0,020	0,0050 0,0007	0,200 0,030
		Бахчисарай	Известняк нуммулитовый	0,15	0,015	0,009	0,0007	0,020	0,000 26
68		К востоку от Ак-Кай	Песчаник известково-вистый	0,42	0,040	0,042	0,0060	0,024	0,000 29
70	Gryphus bajanianus	То же	То же	0,48	0,050	0,050	0,0080	0,040	0,000 36
71сб+		»	»	0,45	0,050	0,052	0,0063	0,040	0,000 32
71св++		»	»	0,51	0,057	0,057	0,0080	0,038	0,000 36
72		»	»	0,66	0,073	0,090	0,0150	0,057	0,000 38
73		»	»	0,54	0,057	0,076	0,0073	0,017	0,000 40
80		»	»	0,45	0,053	0,067	0,0073	0,044	0,000 38
82		»	»	0,30	0,048	0,066	0,0060	0,038	0,000 36
83		»	»	0,36	0,053	0,080	0,0100	0,046	0,000 42
84		»	»	0,75	0,087	0,140	0,0170	0,046	0,000 34
88		»	К востоку от Ак-Кай	Песчаник известково-вистый	0,36	0,038	0,06	0,0063	0,023
89	Gryphus bajanianus	То же	То же	0,42	0,038	0,16	0,025	0,038	0,000 34
93		»	Известняк песчаный	0,22	0,04	0,05	0,055	0,023	0,000 34
94		»	То же	0,42	0,06	0,14	0,010	0,044	0,000 34

* — бросная створка; ** — спинная створка.

различных слоев: первые пять из карбонатно-песчаных отложений (12 раковин), остальные — из песчано-карбонатных. В раковинах из карбонатно-песчаных пород установлено следующее содержание химических элементов: Mg — 0,3—0,66%; Sr — 0,038—0,087%; Fe — 0,042—0,16%; Mn — 0,006—0,025%; Al — 0,017 — 0,057%; Si — 0,00029—0,00042%; Si — 0,2% (неокремненные или слабо окремненные раковины) и больше 1% (окремненные). В раковинах из песчано-карбонатных отложений содержится: Mg — 0,22—

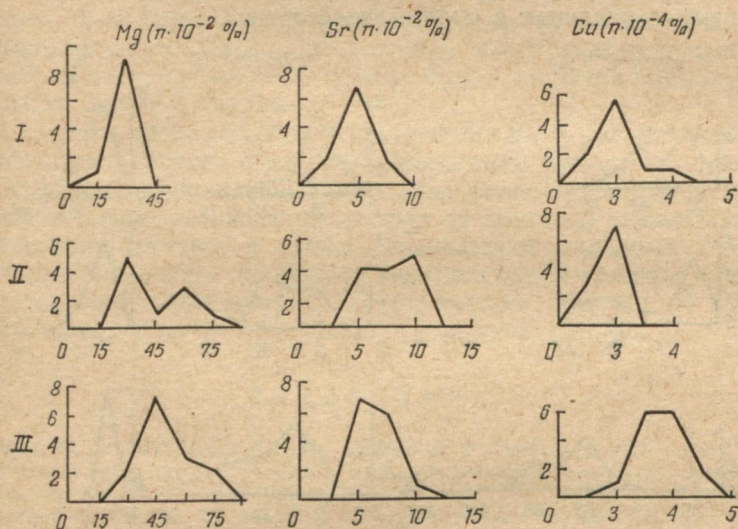


Рис. 1. Гистограммы содержаний Mg, Sr, Cu в трех видах рода *Gryphus* (по оси абсцисс — содержание микроэлементов, %; по оси ординат — количество экземпляров):

I — *Gryphus kickxi* (Gal), II — *Gryphus hilarionis* (Men), III — *Gryphus bajanians* (Dav.).

0,42%; Sr — 0,04—0,06%; Fe — 0,05—0,14%; Mn — 0,01 — 0,055%; Al — 0,023—0,044%; Si — 0,00034%; Si — 0,14—0,23%.

Зависимость содержания микроэлементов от приуроченности раковин к тому или иному типу вмещающих пород рассмотрена в другой статье, опубликованной в настоящем сборнике (см. Ю. И. Кац, В. К. Кокунько).

Приведенные данные и анализ гистограмм содержаний микроэлементов в раковинах, относящихся к различным видам рода *Gryphus* (рис. 1, 2), свидетельствуют о наибольшем различии на видовом уровне в содержании Mg. Наиболее высокие содержания этого элемента по сравнению с представителями двух других видов выявлены в раковинах *G. bajanians* (Dav.). Пониженное содержание Mg у раковин *G. kickxi* (Gal.). Однако эти различия не настолько резки, чтобы являться систематической характеристикой. Таким образом, на основании анализа гистограмм содержания и данных

таблицы можно сделать вывод, что содержание Mg (как и содержание других элементов) не может служить типичным признаком для выделения видов, однако рассматриваемые виды характеризуются различным содержанием этого элемента. Анализируемые объекты отобраны из одного и того же стратиграфического уровня. Поэтому можно говорить о таксономическом факторе распределения микроэлементов на уровне вида. При сопоставлении же содержания Mg в раковинах, отобранных из различных, иногда значительно удаленных друг от друга разрезов, необходимо учитывать физико-химические различия в окружающей среде.

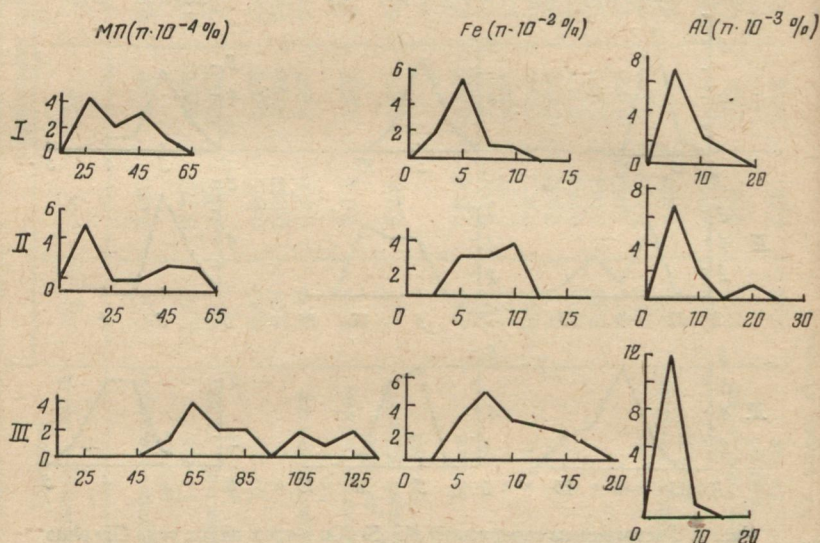


Рис. 2. Гистограммы содержаний Mg, Fe, Al в трех видах рода *Gryphus*: I — *Gryphus kickxi* (Gal), II — *Gryphus hilarionis* (Men), III — *Gryphus bajanianus* (Dav.).

Содержание стронция во всех трех видах более постоянно (рис. 1). Довольно четкие различия, аналогичные различиям на видовом уровне в содержании магния, выявлены для железа и марганца (рис. 2), изменения в содержаниях которого подобны поведению железа, что, возможно, обуславливается их генетической связью. Однако разница в содержании микроэлементов для того или иного вида в данном случае, очевидно, связана со вторичными процессами, так как раковины *Gryphus bajanianus* (Dav.) наиболее ожежены. В раковинах данного вида отмечается также повышенное (по сравнению с представителями двух других видов) содержание меди (рис. 1), что, по-видимому, связано с таксономическими различиями. Содержание алюминия в ископаемых остатках, принадлежащих к различным видам, более-менее постоянно (рис. 2). Кремнеию наиболее подвержены представители из видов *Gryphus kickxi* (Gal) и *Gryphus hilarionis* (Menegh.).

Замечено также, что различные части раковины характеризуются различным содержанием микроэлементов. Это было выявлено при отдельном анализе спинной и брюшной створок раковин *Gryphus kiskxi* и *Gryphus bajapianus*, принадлежащих одному экземпляру. В обоих случаях спинная створка (более тонкостенная) характеризуется повышенными содержаниями магния и стронция по сравнению с брюшной (см. таблицу). Аналогичные, но более четко выраженные результаты получены для раковины *Terebratulina bisinuata* (L.). Кроме того, в спинной створке раковины *Chatwinothyris lens* (Wills.) отдельно были проанализированы примакушечная часть створки и замочный отросток. Анализ показал, что в замочном отростке значительно меньше магния и больше стронция, чем в примакушечной части спинной створки.

В данном случае различие в содержании микроэлементов может объясняться наличием в раковине различных элементов внутреннего строения, выполняющих различные физиологические функции и количественно отличающихся друг от друга по элементарному химическому составу, а также неодинаковой толщиной створок раковины (возможно, различных участков одной створки).

Автор благодарит проф. В. П. Макридина, доц. Ю. И. Каца, Л. В. Лапчинскую и Л. И. Смыслову за консультации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольф К. Х., Чилингар Дж. В., Биленс Ф. У. Элементарный состав карбонатных органических остатков, минералов и осадков.— В сб.: Карбонатные породы. Т. II. М., 1970, с. 9—111.
2. Лапчинская Л. В. К вопросу об элементарном составе раковин маастрихтских брахиопод.— В сб.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Т. XII. Геология и полезные ископаемые, ч. 1-я. Геология. М., 1973, с. 66—69.
3. Смыслова Л. І. Деякі дані біогеохімічних досліджень пізньоруських брахіопод Руської платформи.— «Вісник Харк. ун-ту», 1972, № 86. Геологія, вип. 3, с. 49—55.

УДК 550.47:564(119)(477.75) + 594(477.75)

Г. А. СМЫСЛОВ

К ВОПРОСУ О ХИМИЧЕСКОМ ЭЛЕМЕНТАРНОМ СОСТАВЕ РАКОВИН СОВРЕМЕННЫХ И ИСКОПАЕМЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОЛЛЮСКОВ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

История биогеохимических исследований моллюсков. Химический и минеральный состав скелетных образований современных и ископаемых организмов начал изучаться в середине прошлого столетия. К началу XX в. были получены первые важные результаты, но только после опубликования трудов В. И. Вернадского, Я. В. Самойлова, Ф. Кларка и У. Уиллера, А. П. Виноградова [3, 4, 5, 17]

стало очевидным, что биохимические исследования имеют большое значение как для геохимии, так и для систематики и экологии. В связи с развитием техники в течение последнего тридцатилетия для биогеохимических исследований начали широко использоваться не только химический и спектральный анализы, но также рентгенометрический, электронномикроскопический, изотопный и другие методы.

Химический и минеральный состав раковин двустворчатых моллюсков, а также закономерности их формирования изучали Г. Одум, Г. Лоуэнштам, К. Турекьян, Д. Додд, Ф. Летвейн, Р. Васковьяк, К. Чейв, К. М. Султанов, О. В. Суздальский и др. [12—14, 16—25].

Г. Одум [23] установил, что отношение Sr/Ca в скелетах беспозвоночных прямо пропорционально отношению их количеств в составе воды, в которой они обитают, а концентрация стронция в арагонитовых раковинах обычно выше, чем в кальцитовых.

К. Турекьян [25] обнаружил, что изменение температуры, солености и отношение кальцит/арагонит приводит к изменению содержания микроэлементов Mg , Sr , B .

Ф. Летвейн и Р. Васковьяк [20] на основании спектрального анализа более чем 500 раковин широко распространенных моллюсков показали, что кальцитовые раковины обогащены Mg , Mn , Fe , а арагонитовые — Sr , B .

Л. Н. Кудриным с соавторами [7] установлено, что основной химический состав раковин ископаемых и современных моллюсков и брахиопод одинаков и не связан с характером среды. Количество малых элементов у одного и того же вида меняется в зависимости от фациальных особенностей отложений.

О. А. Бессонов [1, 2, 6], Г. В. Войткевич, А. М. Бронфман [6] изучали химический элементарный состав организмов, минералогию и структуру раковин и сделали заключение о возможности использования химического элементарного состава раковин в целях палеогеографических реконструкций.

Важные исследования проводятся в первой в СССР проблемной лаборатории палеобиогеохимии Азербайджанского государственного университета. Руководитель лаборатории К. М. Султанов и другие сотрудники опубликовали ряд статей, посвященных выяснению химического состава отдельных химических элементов и другим актуальным проблемам палеобиогеохимии, на основании исследований неогеновых и четвертичных моллюсков [13—15].

Материал и методика. Объектом наших исследований являлись 76 раковин двустворчатых моллюсков и 22 раковины брюхоногих моллюсков из Черного и Азовского морей, а также Молочного и Утлюкского лиманов последнего. Виды и их систематическая принадлежность указаны в таблице.

Карангатские моллюски были собраны на Керченском полуострове в окрестности с. Курортного (Русская Мама) на побережье Азовского моря из так называемого Чокракского разреза и в

Отряд	Подотряд	Вид	Элементы					
			Mg	Mn	Sr	Fe	Al	Si
Venerida	Pholodina	<i>Gastrana fragilis</i>	0,140	0,0020	0,580	0,0290	0,0011	0,0310
		<i>Chione gallina</i>	0,100	0,0240	0,340	0,0100	0,0400	0,0300
		<i>Cardium edule</i>	0,050	0,0150	0,350	0,0400	0,0400	0,0500
		<i>Paphia discrepans</i>	0,170	0,0032	0,370	0,0320	0,0150	0,0390
		<i>Pholas candidus</i>	0,042	0,0044	0,440	0,0260	0,0100	0,0300
		<i>Solen vagina</i>	0,130	0,0021	1,660	0,0470	0,0110	0,0930
Astartida	—	<i>Loripes lacteus</i>	0,055	0,0020	0,025	0,0093	—	—
Pectinida	—	<i>Chlamys glabra</i>	1,050	0,0130	0,190	0,0610	0,0110	0,0076
Cyrtodontida	Ostreina Arcina	<i>Ostrea edulis</i>	1,020	0,0500	0,095	0,0860	0,0063	0,0450
		<i>Mytilus galloprovincialis</i>	0,054	0,0210	0,010	0,0700	0,1000	0,0370
Mesogastropoda	—	<i>Cerithium vulgatum</i>	0,630	0,0150	0,340	0,1400	0,0140	0,2900
Neogastropoda	—	<i>Nassarius reticulatus</i>	0,200	0,0040	0,610	0,0450	0,0230	0,3200

районе с. Героевского на побережье Черного моря из Тобечикского разреза. Материал по современным моллюскам из Азовского моря и его лиманов был предоставлен Ю. И. Кацем.

Раковины тщательно препарировались посредством ультразвуковой установки «Ультразом», бормашины, игл и других приспособлений, отмывались в воде щеткой. Для удаления органического вещества они погружались в 30%-ный раствор перекиси водорода на время до двух суток, а затем кипятились в дистиллированной воде. С помощью спектрального анализа на спектрографе ИСП-28 по методике [8] было выявлено содержание в изучаемых раковинах следующих элементов: Mg, Mn, Sr, Fe, Al, Si.

Основные результаты исследований химического элементарного состава раковин двустворчатых моллюсков. Отряд Venerida. Изучено 38 раковин из родов Paphia, Gastrana, Chione, Pholas, Solen, Cardium (см. таблицу). Установлены следующие колебания в содержании микроэлементов: Mg — 0,042—0,7%; Mn — 0,002 0—0,015%; Sr — 0,34—1,66%; Fe — 0,01—0,47%; Al — 0,001 1—0,04%; Si — 0,030—0,093% (рис. 1).

Отряд Astartida. Изучены три раковины современных моллюсков из рода Loripes. Содержание в них указанных химических элементов следующее: Mg — 0,055%; Mn — 0,020%; Sr — 0,025%; Fe — 0,009 3%.

Отряд Pectinida. Изучены 19 раковин из карангатских отложений. Раковины моллюсков представлены родом Chlamys. Содержание в них микроэлементов: Mg — 1,05%; Mn — 0,013%; Sr — 0,19%; Fe — 0,086%; Al — 0,011%; Si — 0,007 6%.

Отряд Cyrtodontida. Изучено 22 раковины из подотряда Arcina (род Mytilus) и подотряда Ostreina (род Ostrea). Содержание микроэлементов в раковинах Mytilus: Mg — 1,02%; Mn — 0,050%; Sr — 0,095%; Fe — 0,086%; Al — 0,006 3%; Si — 0,045%; в раковинах Ostrea: Mg — 0,052%; Mn — 0,021%; Sr — 0,10%; Fe — 0,07%; Al — 0,10%; Si — 0,037%.

Основные результаты исследований элементарного состава раковин брюхоногих моллюсков. Отряд Neogastropoda. Изучены 19 раковин из рода Nassarius и установлены следующие микроэлементы: Mg — 0,20%; Mn — 0,004%; Sr — 0,61%; Fe — 0,045%; Al — 0,023%; Si — 0,32%.

Отряд Mesogastropoda. Изучены три раковины из рода Cerithium. Установлено следующее содержание микроэлементов: Mg — 0,63%; Mn — 0,015%; Sr — 0,34%; Fe — 0,14%; Al — 0,014%; Si — 0,29%.

Приведенные данные позволяют заключить следующее.

1. Все изученные моллюски могут быть подразделены на две группы: а) с повышенным содержанием в раковинах Mg, Mn, Fe и сравнительно низким содержанием Sr (отряды Cyrtodontida, Pectinida, Mesogastropoda); б) с повышенным содержанием Sr и сравнительно низким содержанием Mg, Mn, Fe (отряды Venerida, Astartida, Neogastropoda) (рис. 1).

Первая из групп характеризуется в основном кальцитовыми раковинами (у представителя подотряда *Argisina* раковина арагонитово-кальцитовая), а вторая — арагонитовыми.

2. Моллюски с кальцитовой раковиной распространены в современном Черном море, встречаются в некоторых участках разреза

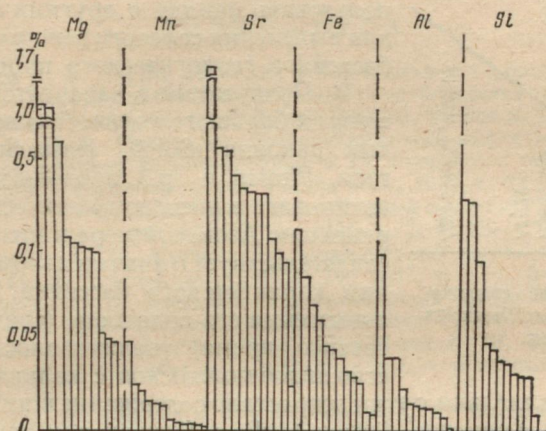


Рис. 1. Содержания микроэлементов в раковинах двустворчатых и брюхоногих моллюсков:

Mg — (*Chlamys glabra*, *Ostrea edulis*, *Certhium vulgatum*, *Nassarius reticulatus*, *Paphia discrepans*, *Gastrana fragilis*, *Solen vagina*, *Chione gallina*, *Loripes lacteus*, *Mytilus galloprovincialis*, *Cardium edule*, *Pholas candidus*); Mn — (*O. edulis*, *Ch. gallina*, *M. galloprovincialis*, *C. edule*, *Cer. vulgatum*, *Chl. glabra*, *Ph. candidus*, *N. reticulatus*, *P. discrepans*, *S. vagina*, *G. fragilis*, *L. lacteus*); Sr — (*S. vagina*, *N. reticulatus*, *G. fragilis*, *Ph. candidus*, *P. discrepans*, *C. edule*, *Ch. gallina*, *Cer. vulgatum*, *Chl. glabra*, *M. galloprovincialis*, *O. edulis*, *L. lacteus*); Fe — (*Cer. vulgatum*, *O. edulis*, *M. galloprovincialis*, *Chl. glabra*, *S. vagina*, *N. reticulatus*, *C. edule*, *P. discrepans*, *G. fragilis*, *Ph. candidus*, *Ch. gallina*, *L. lacteus*); Al — (*M. galloprovincialis*, *C. edule*, *Ch. gallina*, *N. reticulatus*, *P. discrepans*, *Cer. vulgatum*, *Chl. glabra*, *S. vagina*, *Ph. candidus*, *O. edulis*, *G. fragilis*, *L. lacteus*); Si — (*N. reticulatus*, *Cer. vulgatum*, *S. vagina*, *C. edule*, *O. edulis*, *P. discrepans*, *M. galloprovincialis*, *G. fragilis*, *Ch. gallina*, *Ph. candidus*, *Chl. glabra*, *L. lacteus*). Перечисленные виды расположены по убыванию содержания микроэлементов.

карангатских отложений, но отсутствуют в Азовском море и его лиманах. Наоборот, формы с арагонитовым скелетом шире распространены в Азовском море и его лиманах, а также в разрезе карангатских отложений, чем в современном Черном море. Представители подотряда *Argisina* встречаются примерно в равных количествах в Черном и в Азовском морях, известны в карангатских отложениях [9] и весьма малочисленны в Молочном и Утлюкском лиманах.

Из сказанного следует, что моллюски с преобладанием магния в веществе раковин тяготеют к бассейнам с более высокой соленостью, и наоборот — содержащие больше стронция шире распространены

в солоновато-водных бассейнах. У видов этих организмов, обитающих в бассейнах различной солености, наблюдается соответствующее изменение содержания стронция в раковинах (рис. 2).

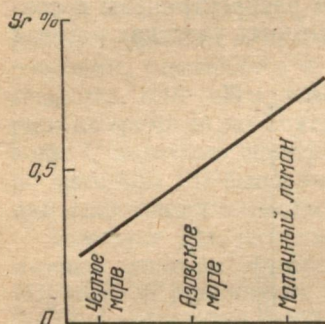


Рис. 2. Изменение содержания Sr в раковинах *Nassarius reticulatus*.

Таким образом, изменение содержания магния в кальцитовых и стронция в арагонитовых раковинах можно использовать наряду с другими приемами для выяснения солевого режима морских бассейнов геологического прошлого.

3. Присутствие в карангатских отложениях большого количества арагонитовых раковин (*Solen*, *Nassarius*, *Gastropoda*, *Pholas* и др.), продолжающих существовать в массовом количестве в современном Азовском море и его лиманах, свидетельствует о значительном опреснении карангатского бассейна. В период повышения его солености (среднекарангатское время) увеличивалось количество видов моллюсков с кальцитовой раковиной и параллельно с этим возрастало содержание в них магния.

Возможно, отсутствие *Ostrea edulis* в Чокракском разрезе свидетельствует о накоплении слагающих его пород в условиях более опресненной среды по сравнению с Тобечикским разрезом (рис. 3).

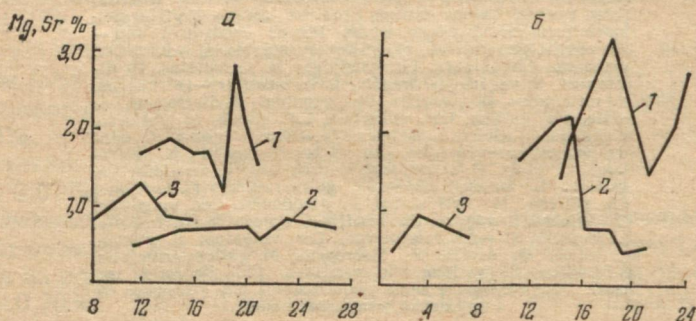


Рис. 3. Изменение содержания Sr и Mg в раковинах карангатских двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Разрезы:

а — Чокракский: 1 — *Solen vagina* (Sr); 2 — *Nassarius reticulatus* (Sr); 3 — *Chlamis glabra* (Mg); б — Тобичикский: 1 — *Solen vagina* (Sr); 2 — *Ostrea edulis* (Mg); 3 — *Nassarius reticulatus* (Sr). Нумерация слоев — снизу вверх.

Эти данные согласуются с полученными ранее результатами [9], согласно которым в тобечикском разрезе присутствуют нижне- и среднекарангатские слои, а в районе с. Героевского — верхнекарангатские слои, сформировавшиеся в солоновато-водном бассейне.

Исследования более обширного фактического материала позеолит, с нашей точки зрения, более детально сопоставить условия накопления карангатских отложений в различных районах и провести послейную корреляцию их разрезов.

Автор благодарит В. П. Макридина, Ю. И. Каца и Л. В. Лапчинскую за консультации и обсуждение результатов работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бессонов О. А. Барий, стронций и бор в скелетах моллюсков Азовского моря как индикаторы физико-химических особенностей бассейнов.— В кн.: Материалы X науч.-техн. конф. аспирантов. Ростов н/Д., 1970, с. 8—10.
2. Бессонов О. А. Некоторые биогеохимические эффекты в карбонатных скелетах морских беспозвоночных и их значение в геохимии.— В кн.: Актуальные проблемы науки. Ростов н/Д., 1970, с. 28—30.
3. Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. I.— «Тр. биогеохим. лаб. АН СССР», 1935, т. 3, с. 63—278.
4. Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. II.— «Тр. биогеохим. лаб. АН СССР», 1937, т. 4., с. 5—226.
5. Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. III.— «Тр. биогеохим. лаб. АН СССР», 1944, т. 6, с. 6—273.
6. Войткевич Г. В., Бессонов О. А., Бронфман А. М. Барий и стронций в раковинах азовского *Cardium edule*.— «Геохимия», 1969, № 7, с. 903—907.
7. Кудрин Л. Н., Сивкова А. С., Мартынова С. С. О химизме, составе и малых элементах раковин моллюсков.— «Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва», 1961, вып. 15, с. 362—367.
8. Лапчинская Л. В. К вопросу о биохимических исследованиях раковин позднемиоценовых брахиопод.— «Вестник Харьк. ун-та», 1970, № 55. Сер. геол., вып. 1, с. 62—76.
9. Невеская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна.— «Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР», т. ХСVI, 1963, с. 5—19.
10. Невеская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология.— «Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР», т. 105, 1965, с. 5—319.
11. Новые представления о системе двустворчатых моллюсков.— «Палеонтол. журнал», 1971, № 2, с. 3—20. Авт.: Л. А. Невеская, О. А. Скарлато, Я. И. Старобогатов и др.
12. Суздальский О. В. Использование минеральных новообразований и элементарного состава раковин для восстановления палеогеографической обстановки формирования морских послепалеогеновых отложений Усть-Енисейской впадины.— В кн.: Четвертичный период Сибири (Сборник статей). М., 1966, с. 468—473.
13. Султанов К. М., Исаев С. А. Магний и стронций в раковинах некоторых современных моллюсков.— «Учен. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук», 1966, № 5, с. 3—9.
14. Султанов К. М., Ахундов Ю. А., Халифа-Заде Ч. М. Некоторые данные о минералогическом составе современных и древних беспозвоночных Азербайджана.— «Учен. зап. Азерб. гос. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук», 1968, № 6, с. 3—10.
15. Султанов К. М., Исаев С. А. Палеобиогеохимическое исследование моллюсков верхнего плиоцена Восточного Азербайджана и современного Каспия. Баку, Азгосиздат, 1971. 137с.
16. Chave K. E. Aspect of the biogeochemistry of magnesium. I. Calcareous marine organisms.— «J. Geol.», 1954, vol. 64, p. 266—283.
17. Clarke F. W., Wheeler W. C. The inorganic constituents of marine invertebrates.— In: Dep. of the inter U. S. geol. Survey. Prof. Pap., 1922. 124 p.

18. *Dodd J. R.* Environmentally controlled variation in the shell structure of a pelecypod species.— „J. Paleontol.", 1964, vol. 98, p. 1065—1071.
19. *Dodd J. R.* Environmentally controlled shell — structure variation in *Mytilus californianus* (abstract.). — „Geol. Soc. Amer. Spec. Paper", 1963, № 63, p. 980—982.
20. *Leutwein F., Waskowiak R.* Geochemische Untersuchungen an rezenten mariner Molluskenschalen.— „Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.", 1962, Bd. 99, H 1, S. 35—39.
21. *Lowenstam H. A.* Environmental relations of modification compositions of certain carbonate-secreting marine invertebrata.— „Proc. Nat. Acad. Sci. US", 1954, vol. 40, p. 39—48.
22. *Lowenstam H. A.* Faktors affecting the aragonite: calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms.— „J. Geol.", 1954, vol. 62, p. 284—323.
23. *Odum N. T.* Notes on the strontium content of sea water, celstive radiolaria and strontianite snail shells.— „Science", 1951, vol. 114, p. 211—213, 407—411.
24. *Odum H. T.* Biogeochemical deposition of strontium.— „Publ. Inst. Marine Sci. Univ. Texas", 1957, vol. 4, p. 38—114.
25. *Turekian K. K.* Factors controlling the trace element concentration in recent molluscan shells.— „Bull. Geol. Soc. Amer.", 1959, pt. 1, 2, vol. 70, N 12, p. 1690.

УДК 561.258

В. П. СТЕЦЕНКО

С. И. ШУМЕНКО, д-р геол.-минерал. наук

К МЕТОДИКЕ МИКРОСКОПИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ИЗВЕСТКОВЫХ НАНОФОССИЛИЙ

Известковые нанофоссилии — ультрамикроскопические остатки панциря разнообразных примитивных планктонных организмов. Их систематический состав еще не полностью выяснен. Подробнее других групп известкового нанопланктона исследованы кокколитофориды. Фрагменты кокколитофорид — кокколиты — имеют размеры от 2—3 до 20 мкм и поэтому изучаются при больших увеличениях с помощью светового или электронного микроскопов.

Микроскопические исследования этих объектов связаны с необходимостью предварительной подготовки образцов, включающей дезинтеграцию пород и, как правило, обогащение, т. е. отмывку препарата декантацией в дистиллированной воде с одновременным удалением крупной фракции и глинистых частиц.

Методика подготовки образцов известковых нанофоссилий для дальнейшего исследования и определения описана в работах [1—9].

В настоящей статье обобщен опыт исследований кокколитов из верхнемеловых отложений различных районов Русской платформы и Горного Крыма.

Рекомендуемая нами последовательность подготовки образцов включает следующие операции.

Дезинтеграция пород. В зависимости от плотности, а также литологических особенностей (глинистости, известковистости

и т. д.) пород, содержащих известковые нанофоссилии, скорость их дезинтеграции различна. В частности, процесс дезинтеграции писчего мела длится 20—30 мин, а мергелей — час и больше.

Исходное количество породы, требуемое для обогащения, составляет 2—5 граммов. Порода измельчается до 1 мм в диаметре, засыпается в стакан (желательно емкостью 150 мл) и заливается 15%-ным водным раствором реагента-диспергатора, которым могут служить гексаметафосфат натрия, пирофосфат натрия, триполифосфат натрия и бифосфат натрия. Реагент-диспергатор выбирается опытным путем.

Отмывка дезинтегрированной породы декантацией. После завершения дезинтеграции породы приступают к отмывке ее нерастворимого остатка. С этой целью в стакан доливается горячая дистиллированная вода, все его содержимое взмучивается и затем отстаивается до осаждения крупной фракции. Время осаждения крупной фракции колеблется примерно от 0,5 до 2 минут. Оставшаяся суспензия осторожно сливается в другой стакан. Крупная фракция заливается дистиллированной водой, взбалтывается и снова отстаивается в течение такого же промежутка времени. Далее промывочная жидкость сливается в стакан с суспензией, а крупная фракция удаляется из первого стакана.

Стакан с суспензией наполняется доверху горячей дистиллированной водой, и его содержимое отстаивается до осаждения большей части глинистой фракции и известковых нанофоссилий из верхней трети стакана. Необходимое для этого время, как правило, колеблется в пределах 60—70 мин и уточняется опытным путем. Жидкость, освободившаяся от известковистых нанофоссилий, сливается.

Описанная операция продлевается несколько раз (обычно 10—15) и в общей сложности занимает 10—40 часов.

Процесс отмывки (декантации) необходимо контролировать с помощью микроскопа, чтобы избежать удаления известковых нанофоссилий вместе с частицами породы. Отмывка считается законченной, когда глинистая фракция осадка удалена полностью или частично, но в последнем случае настолько, чтобы она не мешала исследованию. В результате неоднократной отмывки удастся отделить частицы породы от известковистых нанофоссилий и достигнуть обогащения последних.

При необходимости хранения обогащенные образцы помещаются в сушильный шкаф, высушиваются и плотно упаковываются.

Препараты для микроскопических исследований изготавливаются на дистиллированной воде или глицерине. Преимущество водных препаратов состоит в том, что вода как иммерсионная среда обеспечивает более высокую контрастность и четкость изображения при больших увеличениях. Однако глицериновые препараты могут храниться длительное время, допускают перемещение покровных стекол и вместе с ними — самих кокколитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Данг Дык Нга. Известковый нанопланктон Киевской свиты Днепровско-Донецкой впадины, северной и северо-западной окраин Донецкого складчатого сооружения и его стратиграфическое значение. Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. геол.-минерал. наук. Харьков, 1973. 23 с.
2. Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР.— «Труды Ин-та геологии АН СССР», вып. 160. М., 1956. 301 с.
3. Шамрай И. А. Некоторые формы верхнемеловых и палеогеновых кокколито- и дискоастеров на юге Русской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка». 1963, № 4, с. 27—40.
4. Шуменко С. И. Применение метода электронномикроскопических реплик к изучению верхнемеловых Coccolithophoridae.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 2, с. 471—473.
5. Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы (кокколитофориды) верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1971. 164 с.
6. Cohen C. L. Coccoliths and discoasters.— «Geol. en mijnbouw», 1965, vol. 44, N 10, p. 337—344.
7. Edwards A. R. A preparation technique fossil calcareous nannoplankton.— «Micropaleontology», 1963, vol. 9, N1, p. 103—104.
8. Harland R. Sutherland G. A. Technique for the water mounting of microfossils for study and photography.— «Micropaleontology», 1972, vol. 8, N 1, p. 119—121.
9. Hay W. W. Note on the preparation of samples fossil discoasterids.— «J. Paleontol.», 1961, vol. 35, N 4, p. 873.

УДК 551.491.5

Г. Г. МАЛЕВАНЬИЙ, д-р геол.-минерал. наук

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОДЗЕМНЫХ ПОТОКОВ

В последнее время большое внимание уделяется гидрогеологическим исследованиям источников водоснабжения городов, рабочих поселков, колхозов, совхозов, горнорудных предприятий и других объектов, а также обводненности месторождений полезных ископаемых. Однако изучение движения воды в трещиноватых породах до сих пор не является отдельной научной проблемой гидрогеологии. Это явно противоречит запросам народного хозяйства и осложняет пути составления точных прогнозов ожидаемого притока воды, особенно при вскрытии месторождений полезных ископаемых.

Изучение водоносности пластов путем организации специальных опытных узлов и производства откачек по ним требует значительных затрат времени и средств. Во многих случаях при большой глубине залегания водоносного пласта (в частности, при изучении артезианских вод) организация опытного узла особенно сложна и на практике не осуществляется. Кроме того, далеко не совершенные материалы по методике не систематизированы, что затрудняет их практическое использование.

Метод исследования водоносности трещиноватых пород одиночными выработками в целом не выработан. Трудность усугубляется тем, что в природе почти всегда встречается неоднородная среда, поэтому все формулы, выведенные при условии однородного строения водоносного пласта следует применять с осторожностью, всякий раз предвидя возможность грубой ошибки при замене в расчетах неоднородной среды однородной. Наконец, подземные воды затрудняют строительство шахт и разработку месторождений полезных ископаемых. Если в пределах первых от поверхности 400 м изменение водообильности еще не очень заметно (хотя при детальном анализе и в этой зоне можно отметить некоторое уменьшение приточности с глубиной), то с глубины 500 м и ниже уменьшение обводненности горных пород становится отчетливым — общие водопритоки возрастают по параболической кривой с одновременным уменьшением удельного притока.

В верхней обводненной трещиноватой зоне песчано-глинистой толщи притоки в шахты определяются сработкой индивидуальных и статических запасов подземных вод. Приточность в шахты в этой зоне непостоянна и зависит от ряда причин. Так, сезонное увеличение притока в шахты наблюдается в период весенних разливов рек, особенно там, где породы карбона залегают под очень крутым углом падения (до 80°). Например, в шахте № 17, пройденной под долиной р. Белой, и в шахте Никонор под долиной р. Лозовой, приточность большую часть года составляет $180\text{—}216\text{ м}^3/\text{ч}$, а в короткое время весеннего разлива рек увеличивается до $720\text{—}1260\text{ м}^3/\text{ч}$. Большие притоки воды в эти шахты поступают исключительно за счет инфильтрующих вод реки, причем эта инфильтрация происходит непосредственно на месторождении. Такое резкое преобладание инфильтрующихся вод реки в водопритоках в шахты проявляется только на участках, где для этого складываются благоприятные геологические и гидрогеологические условия.

Значительные сезонные изменения водопритоков наблюдаются в шахтах открытого Донбасса, где в период весеннего снеготаяния приточность увеличивается в 1,5—2,0 раза. Однако эти интенсивные, обусловленные инфильтрацией, водопритоки кратковременны и их роль в общих годовых притоках шахты невелика. В нижней глубинной зоне карбона, где приточность в шахты определяется только сработкой статических запасов, водообильность относительно незначительна. Эпизодические прорывы шахтных вод из водоносных горизонтов в известняках и песчаниках карбона измеряются вначале сотнями кубических метров в час, а через несколько десятков дней уменьшаются в десятки раз.

При этом если значения инфильтрационных вод особенно велики только на отдельных локальных участках и носят в основном сезонный характер, то статические (невозобновляемые) запасы, заключенные в трещинах и порах пород, являются главным, постоянно действующим источником пополнения шахтных вод. Статические запасы заключены прежде всего в верхней трещиноватой

зоне карбона до глубины 300—400 м. Ниже их объем значительно уменьшается.

Соотношение статических и инфильтрационных (динамических) ресурсов в пределах верхней трещиноватой зоны до глубины 400 м на один квадратный километр площади определяется по формуле

$$Q_{\text{ст}} = \frac{F \cdot H \cdot k \mu}{t}, \quad (1)$$

где F — площадь, составляющая 1000 м²;

H — мощность верхней обводненной зоны, равная 400 м;

k — процент водосодержащих пород в толще карбона (0,4);

μ — коэффициент водоотдачи, равный 0,01;

t — средняя продолжительность эксплуатации шахты (в годах).

После подстановки числовых данных получаем

$$Q_{\text{ст}} = \frac{1\,000\,000 \cdot 400 \cdot 0,4 \cdot 0,01}{50} = 32\,000 \text{ м}^3/\text{год}.$$

Модуль статических запасов $M_{\text{ст}} = 1 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Динамические запасы подземных вод вычисляем по формуле

$$Q_{\text{дин}} = 1000 \cdot m \cdot a \cdot F, \quad (2)$$

где $Q_{\text{дин}}$ — количество просочившейся воды, м³/год;

m — количество осадков, выпавших за год (400 мм);

a — коэффициент инфильтрации (0,02) от слоя выпавших осадков;

F — площадь, км².

Подставляя эти величины в соотношение (2), находим

$$Q_{\text{дин}} = 1000 \cdot 400 \cdot 0,02 \cdot 1 = 8000 \text{ м}^3/\text{год}.$$

Модуль динамических запасов равен 0,25 л/(с · км²), что соответствует среднегодовому модулю грунтового стока, приведенному Б. И. Куделиным для северо-западной окраины Большого Донбасса. Следовательно, в верхней трещиноватой наиболее водообильной зоне модуль статических запасов, а соответственно и запасы в четыре раза больше динамических.

Если учесть также водоотлив из нижней зоны, который полностью определяется статическими запасами, то удельный дебит статических запасов в общем шахтном водоотливе возрастет.

Приведенные расчеты показывают, что в шахтных водах статические запасы значительно преобладают над динамическими. Поэтому на данной стадии проектирования правильнее не расчленять шахтный водоотлив, а полностью включать его в приходную часть водохозяйственного баланса, имея в виду, что такое решение принято с запасом. При дальнейшем проектировании вопрос о расчленении статических и динамических запасов необходимо уточнить.