

К-14038

72993сс.

ВЕСТНИК

**ХАРЬКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА**

№ 162

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОГРАФИЯ
ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ УКРАИНЫ**

Вып. 8

1 р. 20 к.



Вестник Харьковского университета, 1977, вып. 8, 162, 1—116+5.

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ УССР

ВЕСТНИК ХАРЬКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

№ 162

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОГРАФИЯ
ЛЕВОБЕРЕЖНОЙ УКРАИНЫ

ВЫПУСК 8

ХАРЬКОВ
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ ХАРЬКОВСКОМ
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ «ВИЩА ШКОЛА»

1977

УДК 551.453

Печатается по решению Ученого совета геолого-географического факультета Харьковского государственного университета (протокол № 7 от 20 февраля 1976 г.).

Рассмотрены результаты исследований литологического состава пород, а также некоторые вопросы стратиграфии, гидрогеологии, охраны окружающей среды и экономической географии Левобережной Украины.

Вестник рассчитан на научных работников и специалистов в области геологии и географии.

Редакционная коллегия:

О. И. Бублай (отв. секр.), *А. П. Голиков*, *Г. П. Дубинский*, *П. В. Зарицкий*, *П. В. Ковалев*, *И. И. Литвин*, *В. П. Макридин*, *Г. Г. Малеваный*, *Г. Д. Соболев* (отв. ред.).

Адрес редакционной коллегии:

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

Редакция естественнонаучной литературы

УДК 553(477.54)

*И. И. ЛИТВИН, М. Ф. ХИЖНЯК,
Д. П. ШАПОШНИКОВ*, канд. геол.-
минерал. наук

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ХАРЬКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

В геоструктурном отношении Харьковская область расположена в пределах северо-западной окраины Донбасса, Днепровского грабена и юго-западного склона Воронежского массива. В геологическом строении ее территории принимают участие докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. Метаморфические и магматические породы, слагающие докембрийский кристаллический фундамент, нигде на дневную поверхность не выходят, они вскрыты только буровыми скважинами [14]. Палеозойские и мезозойские отложения обнажаются главным образом на северо-западной окраине Донбасса.

В пределах Харьковской области известно значительное количество локальных структур — антиклиналей, брахиантиклиналей, куполов, структурных террас, которые часто осложнены соляной тектоникой.

Харьковская область располагает значительным количеством месторождений неметаллических и горючих полезных ископаемых. Разведанные месторождения металлических полезных ископаемых на ее территории практически отсутствуют.

Металлические полезные ископаемые

Металлические полезные ископаемые представлены проявлениями железных руд, цветных и редких металлов, а также титано-циркониевыми россыпями.

Железные руды. Железные руды известны в породах докембрийского кристаллического фундамента и юрской системе.

Железорудные залежи Курской магнитной аномалии распространяются в пределы северной и северо-восточной части Харьковской области. Крупные магнитные аномалии, выявленные геофизическими исследованиями, прослеживаются от г. Волчанска почти до г. Купянска. Они представляют собой юго-восточное продолжение Белгородского железорудного района, весьма перспективное для обнаружения месторождений

железных руд [11]. Обращают на себя внимание магнитные аномалии, выявленные в районе г. Богодухова. Здесь возможно обнаружение месторождений железистых кварцитов.

В юрских отложениях встречаются бурые железняки, сидериты и значительные концентрации сидерит-шамозитовых руд. В среднеюрских отложениях бассейна р. Сев. Донец, на северо-западной окраине Донбасса, довольно широко распространены железисто-карбонатные конкреции, известные под названием «сферосидериты». Они представлены пластообразными телами и караваеобразными конкрециями сидеритового и сидероплезитового состава, довольно интенсивно выветриваются, окисляются, превращаясь в лимониты. Значительные железорудные концентрации сидерит-шамозитового типа известны в ааленских и байосских отложениях юго-восточной части Днепроовского грабена и северо-западной окраины Донбасса. Все отмеченные проявления железных руд в настоящее время промышленного значения не имеют.

Цветные и редкие металлы. В последние годы на территории области обнаружены рудопроявления цветных и редких металлов, среди которых основную роль играют рудопроявления свинца и цинка. Пространственно они приурочены к ряду локальных структур [3, 11]. Оруденения проявляются в виде вкрапленности галенита и сфалерита в тектонической брекчии и кепроке соляных куполов, а также в дроновской свите верхней перми, в нижней перми и в араукаритовой свите верхнего карбона. Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, марказит, в подчиненном количестве встречаются мельниковит, халькопирит, пирротин, пентландит, киноварь. Спорадически отмечается присутствие кадмия, кобальта, молибдена, вольфрама, хрома, сурьмы и др. Положение оруденений обычно контролируется тектоническими разрывными нарушениями, они рассматриваются в качестве гидротермальных образований.

Титан и цирконий. Повышенные содержания минералов титана и циркония обнаружены преимущественно в берекской свите палеогена и полтавской свите неогена. Наиболее богатые титано-циркониевые россыпи встречаются в берекской свите [11].

Россыпи сформировались главным образом в прибрежно-морских и мелководных морских условиях, в меньшем количестве — в условиях речных долин и мелководных озерных бассейнов. Их промышленное значение еще окончательно не установлено.

Неметаллические полезные ископаемые

Месторождения и проявления неметаллических полезных ископаемых широко распространены на территории Харьковской

области. Многие из них используются в настоящее время для нужд народного хозяйства.

Фосфориты. Известны три месторождения фосфоритов, которые расположены в пределах Изюмского района и приурочены к сеноманскому ярусу верхнего мела: Изюмское (месторождение горы Кременец), Синичено-Яремовское, Мало-Камышевахское. Эти месторождения с 1971 года сняты с баланса и в настоящее время не разрабатываются. Фосфориты в составе сеноманского яруса встречаются и в ряде других районов Харьковской области.

Желваковые фосфориты известны также в палеогеновых отложениях (каневской, бучакской и киевской свитах), однако продуктивность фосфоритсодержащих слоев здесь обычно невысокая, фосфоритовые желваки часто песчанистые и с низким содержанием P_2O_5 .

Минеральные соли. Минеральные соли, связанные с соленосными девонскими и нижнепермскими отложениями, представлены каменной (поваренной) и калийными солями. Залежи каменной соли доступны для разработки в настоящее время только в пределах солянокупольных структур. На территории области известно 28 структур, соляные штоки которых могут представлять собой месторождения. К ним относятся Валковская, Медведовская, Мироновская, Алексеевская, Ефремовская, Каменская и другие структуры. Однако разведано только одно месторождение каменной соли — Ефремовское (Первомайский район), которое является сырьевой базой Первомайского химического комбината [5].

В ряде структур (Коломакской, Алексеевской, Волвенковской, Каменской и др.) обнаружены проявления калийных солей, приуроченные к краматорской свите нижней перми.

Самородная сера. Проявления самородной серы связаны с кепроками соляных куполов Петровской, Алексеевской, Мироновской, Ефремовской и других структур. Сера присутствует в них в виде небольших гнезд и тонких прожилков [5]. Промышленного значения обнаруженные проявления серы пока не имеют.

Проявления самородной серы установлены также в сульфатно-карбонатных породах Новодмитровского бурогоугольного месторождения [4].

Природное красковое сырье. Разрабатывается только одно месторождение охристого краскового сырья — Сухокаменское, расположенное в районе с. Сухой Каменки Изюмского района, в 20 км к югу от г. Изюма и приуроченное к нижнеюрским отложениям. Продуктивная толща представлена частым чередованием песчаных и глинистых пород. Промышленными являются 7 пластовых охристых глин со средним содержанием окислов железа 10,8—17,9% [12].

Проявления глауконита, который используется для изготовления зеленой краски, приурочены главным образом к харьковской свите палеогена.

Гипс. Крупные скопления гипса наблюдаются в девонских и нижнепермских отложениях. Однако они залегают обычно на большой глубине и недоступны для разработки. В связи с этим область не располагает крупными разведанными месторождениями гипса. Только на северо-западной окраине Донбасса, где имеются выходы нижнепермских отложений на дневную поверхность, известны четыре малоизученные залежи гипса, расположенные в районе Корульского купола [2, 12, 13].

Гравийные породы. Месторождения гравия, используемого в качестве наполнителя в бетон, для создания балластного слоя железнодорожных путей, основания и покрытия шоссе, на территории области связаны главным образом с триасовыми и юрскими отложениями [2, 12, 13]. Известны месторождения: Мечебиловское, Семеновское (Барвенковский район), Новомечебиловское, Богомоловское (Лозовской район), Капитоловское (Изюмский район). Наиболее крупным является Мечебиловское месторождение, которое разрабатывается Лозовским комбинатом стройматериалов.

Песчаные породы. В настоящее время на территории области известно свыше 130 месторождений и малоизученных залежей стекольных, формовочных и строительных песков, часть из которых разрабатывается [2, 12, 13]. В возрастном отношении они приурочены главным образом к четвертичным отложениям (пойменным и борovým террасам рек), в меньшей степени — к плиоценовым речным террасам, полтавской, берекской и бучакской свитам палеогена и неогена, а также к мезозойским отложениям.

Месторождения и проявления стекольных песков связаны преимущественно с берекской и полтавской свитами. К настоящему времени известно свыше 37 месторождений и проявлений, расположенных в Валковском, Волчанском, Нововодолажском, Золочевском, Изюмском и других районах. Наиболее крупным и лучшим по качеству песков на Украине является Новоселовское месторождение (Нововодолажский район), которое интенсивно разрабатывается.

Формовочные пески встречаются главным образом среди палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Они приурочены к аллювиальным отложениям речных террас, бучакской, харьковской свитам палеогена и полтавской серии. Известны месторождения: Хорошевское (Харьковский район), Малиновское (Чугуевский район), Староверовское (Шевченковский район), Савинское (Балаклеийский район), Гусаровское (Барвенковский район), Вишневское (Купянский район).

Месторождения и малоизученные залежи строительных песков известны почти во всех районах области. Они встречаются

главным образом среди четвертичных отложений пойменных и боровых террас рек, в меньшей степени — плиоценовых террасовых отложений, полтавской, берекской, бучакской свит и мезозойских отложений. Наиболее крупными разведанными месторождениями строительных песков являются: Безлюдовское-I, Безлюдовское-II, Куряжское, Гавриловское, Основьянское (Харьковский район), Купянское, Змиевское и др. Пески некоторых месторождений используются для изготовления силикатного кирпича.

Глинистые породы. Харьковская область располагает месторождениями глин, пригодными для изготовления керамических изделий (метлахских плиток, канализационных труб, фасадной керамики), цемента, керамзита, буровых растворов. Они приурочены к нижнеюрским, неогеновым и четвертичным отложениям. Наиболее крупными являются месторождения: Топальское (Изюмский район), Шебелинское (Балаклейский район), Миролюбовское (Лозовской район), Купянское (Купянский район), Пятихатское (Харьковский район), Знаменское (Новодолажский район), Песковское (Валковский район) и др.

Кирпично-черепичное сырье. В настоящее время на территории области известно свыше 140 месторождений кирпично-черепичного сырья, из которых многие разрабатываются. Расположены месторождения во всех районах области.

Сырьем для изготовления кирпича и черепицы служат четвертичные суглинки, плиоценовые красно-бурые и пестрые глины, глины киевской и харьковской свит палеогена. В качестве отошающей добавки используются пески.

Карбонатные породы. Харьковская область располагает значительными запасами карбонатных пород. На ее территории имеются месторождения и проявления известняков, мела и мергелей [2, 12, 13].

Месторождения и выходы известняков на дневную поверхность известны главным образом на юге и юго-востоке области — в Изюмском, Барвенковском, Балаклейском, Лозовском и Близнюковском районах. Здесь известняки приурочены к каменноугольным, пермским и юрским отложениям.

Крупные запасы мела и мелоподобных мергелей содержатся в мело-мергельной толще верхнего отдела меловой системы, распространенной почти на всей территории Харьковской области. Однако обнажаются мело-мергельные породы и залегают на доступной для разработки глубине только преимущественно в Изюмском, Балаклейском, Купянском, Великобурлукском и Волчанском районах. Выходы мела известны вдоль рек Сев. Донец, Оскол, в долинах других рек указанных районов.

На территории области известно свыше 100 месторождений и проявлений мела. Некоторые из них разведаны и разрабатываются для изготовления цемента и извести: Шебелинское, Са-

винское, Бабенковское-I, Бабенковское-II, Купянское-I, Купянское-II, Волчанское и др.

Камень строительный. На территории области нет крупных разведанных месторождений каменных строительных материалов, так как отсутствуют выходы изверженных и метаморфических горных пород. Местами наблюдаются небольшие залежи песчаников, которые разрабатываются мелкими карьерами [2, 12, 13]. Качество песчаников обычно низкое, они могут использоваться в виде бута при строительстве неответственных сооружений и в виде щебня для дорожных покрытий. Для этих же целей применяются и известняки.

Горючие полезные ископаемые

Горючие полезные ископаемые представлены горючими природными газами, каменными и бурыми углями, торфом.

Горючие газы. Важнейшим полезным ископаемым Харьковской области являются горючие газы [6, 10]. Поискowymi и разведочными работами обнаружены газовые и газоконденсатные месторождения в различных районах области: Шибелинское (Балаклейский район), Спиваковское (Изюмский район), Северо-Голубовское (Шевченковский район), Миролюбовское, Ефремовское (Первомайский район), Мелиховское, Западно-Медведовское (Нововодолажский район), Кегичевское (Кегичевский район), Западно-Крестищенское, Западно-Сосновское (Красноградский район).

Месторождения горючих газов приурочены к каменноугольным, нижнепермским и триасовым отложениям. Коллекторами газа являются пески, песчаники, алевролиты, иногда трещиноватые известняки и доломиты.

В составе горючих газов преобладает метан (88,8—97,7%), присутствуют этан, пропан, бутан, в небольшом количестве двуокись углерода, иногда азот. Содержание конденсата составляет в среднем 40—82 см³/м³.

Все месторождения горючих газов обычно многопластовые. Большинство месторождений связано с брахиантиклинальными складками, которые часто разбиты разрывными нарушениями на отдельные блоки, смещенные относительно друг друга.

Каменные угли. Каменные угли в виде пропластков, реже пластов мощностью до 1,2 м известны в каменноугольных отложениях на территории Изюмского, Барвенковского, Балаклейского, Лозовского, Купянского и некоторых других районов [9]. Обычно они залегают на больших глубинах и слабо изучены. Наибольший практический интерес представляют Петровское (Балаклейский район) и Лозовское (Лозовский район) месторождения.

Бурые угли. Бурые угли на территории области встречаются в верхнеюрских, нижнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях.

В юрской угленосной толще бурые угли местами образуют довольно мощные линзы, которые могут представлять практический интерес. В районе сел Сухая Каменка и Заводы (Изюмский район) в течение длительного времени осуществлялась их промышленная добыча [9].

В нижнемеловых отложениях встречаются маломощные пропластики и линзы бурых углей, не имеющие практического значения [8].

Многочисленные проявления бурых углей наблюдаются в палеогеновых и неогеновых отложениях — Краснокутское, Люботинское, Змиевское, в Чутово-Распашновской депрессии, Новодмитровское, Берекское, Степковское и др. [9]. При этом наиболее высокая относительная угленосность характерна для берекской свиты палеогена. Наибольший интерес представляют углепроявления, приуроченные к депрессионным понижениям, развивающимся над соляными штоками. Результаты разведки Новодмитровского и Берекского углепроявлений показали, что они могут являться промышленными месторождениями [4, 7].

Торф. Харьковская область по сравнению с рядом других областей Украинской ССР располагает в целом небольшими запасами торфа [9]. Основная масса торфяников связана с поймами долин рек. Торфяники в основном тростниково-осоковые, иногда древесно-тростниковые и осоково-древесно-тростниковые.

По имеющимся данным, значительные массивы торфяников выявлены в долинах рек Сев. Донец, Оскол, Мерла, Коломак и др. Наиболее крупные запасы торфа известны в районе сел Андреевка — Лиман (Змиевской и Балаклейский районы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арутюнян Э. М., Лужецкий Л. А. Вскрытие продуктивных пластов на Ефремовском газовом месторождении. — «Труды УкрНИИгаза», 1970, вып. 4, с. 14—18.
2. Строительные материалы Харьковской области (минерально-сырьевая база). Киев, «Будівельник», 1965. 376 с. Авт.: С. Р. Барская, И. Н. Ремизов, Д. Г. Сергеев, М. Ф. Хижняк.
3. Бежанов Г. С., Зарицкий П. В., Шапошников Д. П. О свинцово-цинковом рудопроявлении на одной из куполовых структур северо-западной окраины Донецкого бассейна. — В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Т. 6. М., «Недра», 1965, с. 305—309.
4. Унікальні родовище бурого вугілля північно-західних окраїн Донбасу. — «Геол. журн. АН УРСР», 1966, т. 26, в. 6, с. 27—37. Авт.: Ю. В. Буцик, Б. М. Косенко, М. Л. Левенштейн та інші.
5. Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые (тезисы докладов симпозиума). Киев, «Наукова думка», 1971. 258 с.
6. Закономерности размещения месторождений нефти и газа Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции. Под. ред. В. И. Китыка. Киев, «Наукова думка», 1968. 216 с.

7. Левенштейн М. Л., Косенко Б. М. Ново-Дмитровское бурое угольное месторождение северо-западных окраин Донбасса.— «Разведка и охрана недр», 1967, № 9, с. 5—8.
8. Литвин И. И. Нижнемеловые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Харьков, «Вища школа», 1974. 166 с.
9. Логвиненко Н. В. Ископаемые угли и торф Харьковского экономического района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Харьковского экономического района. Вып. 1. Киев, 1960, с. 89—96.
10. Матвеев И. М. Оценка начальных запасов газа Кегичевского газоконденсатного месторождения по падению давления.— «Труды УкрНИИгаза», 1970, вып. 4, с. 123—131.
11. Металлогения Украины и Молдавии. Киев, «Наукова думка», 1974. 512 с.
12. Сергеев Д. Г., Хижняк М. Ф. Месторождения сырья для строительных материалов в Харьковской области. Справочник. Харьков, Харьк. обл. изд-во, 1957. 191 с.
13. Хижняк М. Ф. Сырьевая база промышленности строительных материалов в Харьковском экономическом районе.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Харьковского экономического района. Вып. 1. Киев, 1960, с. 97—113.
14. Шевякова Э. П. Породы кристаллического фундамента юго-западной части Днепровско-Донецкой впадины и юго-западной окраины Донбасса.— В кн.: Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование. Т. 12, ч. 2. М., 1973, с. 83—89.

УДК 553.88(477)

В. Г. КОСМАЧЕВ, канд. геол.-минерал. наук

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОДЕЛОЧНОГО ОПАЛА УКРАИНЫ

Опал издавна используется для изготовления бус и вставок в различные ювелирные изделия. При этом наибольшую ценность имеют редкие в природе благородные опалы с игрой цветов. Обыкновенные опалы, многие разновидности которых характеризуются весьма высокими декоративными свойствами, распространены гораздо шире. Они в основном и встречаются на Украине. Наиболее опалонасными являются районы Закарпатья с опалом в андезитах Выгорлат-Гутинской гряды и буроеугольных залежах миоценовых впадин: Украинского кристаллического массива, где опал известен в пегматитах Волыни, пеликанитах и кремненых песчаниках, а также Крыма и южных склонов Воронежского кристаллического массива, к которым приурочены проявления древесного опала в кайнозое.

Опалы в андезитах Выгорлат-Гутинской гряды Закарпатья [1, 2, 6, 8, 9, 10, 13 и др.] обычно содержат примеси других минералов, чаще всего нонтронита и гидроокислов железа. Изучены такие опалы были еще в 1822 г. Бернгарди и Брандесом, позже Глокер назвал смеси опала с нонтронитом «унгваритом». С примесями связаны зеленая, желтая, бурая окраски опалов, реже они имеют белый цвет или бесцветны. Опал образует заполнение зон разломов и трещин отдельности андезитов и, кроме того, скопления в нижних горизонтах зон интенсивного ожелезнения и нонтронитизации андезитовых туфов. Из многочисленных проявлений опалов (Каменецкое, Оноковцевское, Қол-

чинское, Горбское и другие) наиболее известны те, которые приурочены к андезитам, разрабатываемым на щебень. Многие разновидности закарпатского опала хорошо полируются и могут применяться как для мозаичных и камнерезных работ, так и для вставок в ювелирные изделия [2, 13].

В миоценовых угленосных впадинах Закарпатья найден обыкновенный опал темно-бурого, молочно-белого цвета, а у села Бегань на глубине 142 м встречена смоляно-черная разновидность (окраска обусловлена органическим веществом). Скопления опала приурочены обычно к кровле, реже к средней части угольных пластов. Отмечается возможность использования этого опала в качестве поделочного камня [12, 16].

В пегматитах Волини известен бесцветный, синевато-серый, золотисто-желтый, красновато-бурый и черный опал [7]. Последний содержит до 3,9% органического вещества. Опал образует выделения в цементе занорышевой части пегматитовых тел, а также корки на поверхности кристаллов и выполнение трещин и других полостей в пределах графической и полевошпатовой зон пегматитов.

Широко распространен опал в пеликанитах Украинского кристаллического массива. Здесь он весьма разнообразен по цвету и прозрачности — от разностей, близких гиалиту, до опалов кахолонг-гидрофанового типа белой или кремовой окраски. Встречаются молочные опалы и окрашенные гидроокислами железа в коричневато-бурый цвет. Наиболее поддаются обработке полупрозрачные или почти прозрачные слегка молочно-белые опалы, обладающие опалесценцией. Описываемые опалы в пеликанитах образуют прожилки и жилы, мощность которых иногда достигает 10—20 см. Наиболее известны проявления опала в Винницкой (Глуховцы, Талалай, Дубовые Махаринцы, Немиринцы, Ширмовка, Андрусов), Черкасской (Ерки) и Кировоградской (Бобринец, Новомихайловка) областях. Кроме того, опалы встречаются в Запорожской (Новоукраинка, р. Гайчур), Днепропетровской (Григорьевка, Цыгановка) и Донецкой (Новогригорьевка) областях [2, 3, 4, 13, 17 и др.]. Этот перечень не является полным, но другие известные проявления опала не представляют существенного интереса.

В пределах Украинского кристаллического массива находится и обнаруженное Ю. А. Костенко [5] проявление опала вблизи Екатериновки (Восточное Приазовье, Запорожская область). Развитый здесь опал характеризуется различной степенью прозрачности (от прозрачного до фарфоровидного) и разнообразием окраски (бесцветный, молочно-белый, кремовый, коричневый, желтовато-розовый, голубоватый). Он образует выделения в цементе и заполняет трещины в белых кварцевых песчаниках, по-видимому, полтавской серии в непосредственной близости к выходам екатериновских гранитов. Здесь же в породах элювиального типа встречаются куски опала 5—6 см

в поперечнике. Екатерининский опал хорошо обрабатывается и пригоден для изготовления ювелирных изделий.

Древесный опал был встречен в Восточном Крыму в карьерах возле поселков Багеро-во и Ленино [11, 14, 15], в которых разрабатывались карбонатные породы — днепропетровский горизонт среднего сармата. К его нижней части и приурочены обломки древесины, замещенной опалом и халцедоном. Цвет описываемых образований варьирует от молочно-белого и розовато-белого до серо-коричневого и почти черного. Такие же замещенные опалом обломки древесины известны в карьерах бучакских песчаников Осиновского месторождения на правом берегу р. Айдар у Новопскова (Ворошиловградская область). Украинский древесный опал имеет красивую окраску, приятную текстуру древесины, прекрасно полируется и представляет собой эффектный и оригинальный поделочный материал.

Помимо перечисленных на Украине известны и другие проявления опала (например, в коре выветривания ультраосновных пород в средней части бассейна Южного Буга, в вулканических породах Крыма), которые носят эпизодический характер и практического значения не имеют.

В заключение отметим, что опалы Украины достаточно распространены, разнообразны по цвету и текстуре, причем некоторые их разновидности хорошо обрабатываются и с успехом могут быть применены в ювелирном деле. По-видимому, первый опыт их использования принадлежит скифам и сарматам, которые употребляли этот материал еще до X века. Опал обрабатывали на Украине в X—XII веках, что подтверждается находением среди украшений древней Руси княжеского периода бусинок из молочного опала и богатого опалом пеликанита местных месторождений [8]. Затем он эпизодически применялся в ювелирном деле, уже в наши дни были поставлены опытные работы, подтвердившие высокое качество опалов ряда месторождений [2, 13, 14 и др.]. Это относится в первую очередь к некоторым опалам Закарпатья, Винницкой области (например, молочные опалы Глуховцов, Талалая и других месторождений), Екатерининки в Приазовье и к древесным опалам Луганской области и Крыма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова Т. Н. Глобулярное строение закарпатского опала.—«Минерал. сб.», 1968, № 22, вып. 1, с. 89—91.
2. Опали України та можливість їх використання у промисловості самоцвітів.—«Вісн. Київськ. ун-ту. Сер. геол.», 1969, № 11, с. 42—49. Авт.: Т. Н. Агафонова, Г. К. Гутниченко, В. В. Назаренко и др.
3. Гинзбург И. И. Пеликаниты и каолины Юго-Западной и Южной России.—«Изв. С.-П. политехн. ин-та», 1914, т. 22, вып. 1, с. 315—417.
4. Гришинский П. Опал и минералы, его сопровождающие, из Елизаветградского уезда Херсонской губернии.—«Зап. Киевск. о-ва естествоиспыт.», 1914, т. 23, вып. 4, с. 113—125.

5. Костенко Ю. А. Опалы села Екатериновки. Степановские чтения, геол. конф. 3 (тез. докл.). Артемовск, 1969, с. 183—184.
6. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1963. 614 с.
7. Лазаренко Е. К., Павлишин В. И., Латыш В. Т., Сорокин Ю. Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волини. Львов, 1973. 359 с.
8. Лазаренко Е. О. Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпатья. Львів, Вид-во Львівськ. ун-ту, 1960. 140 с.
9. Лесняк В. Ф. О хлоропале в коре выветривания эффузивов Закарпатской области.—«Минерал. сб.», 1948, № 2, с. 211—213.
10. Лесняк В. Ф. Материалы по минералам коры выветривания эффузивов Закарпатья.—«Минерал. сб.», 1951, № 5, с. 127—148.
11. Макаров В. Н., Белокрыс Л. С. О волокнистом опале из доломитов Ленинского карьера (Керченский полуостров).— В кн.: Конституция и свойства минералов, 1969, вып. 3, с. 120—126.
12. Мороз С. А. Об образовании опала в бурых углях Закарпатской угленосной площади.—«Минерал. сб.», 1965, № 19, вып. 3, с. 385—388.
13. Цветные камни Украины. Киев, «Будівельник», 1974. 188 с. Авт.: Ю. В. Семенченко, Т. Н. Агафонова, И. С. Солонинко и др.
14. Супрычев В. А. Крымские самоцветы. Симферополь, «Таврия», 1973. 71 с.
15. Супрычев В. А. Сказание о камне-самоцвете (самоцветы Украины). Киев, «Реклама», 1975. 174 с.
16. Сябряй В. Т., Сябряй С. В., Деменко Д. П. Опалы Закарпатской угленосной площади, генетически связанные с буроголиными залежами.—«Геол. журн. АН УССР», 1969, т. 29, вып. 6, с. 65—85.
17. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Т. I. Петроград, 1920. 420 с.
18. Ферсман А. Е. Очерки по истории камня. Т. I, изд. АН СССР, 1954. 371 с.

УДК 549.01 : 551.24(477.61)62

Ю. А. БОРИСЕНКО

ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В НИЖНЕЙ ПЕРМИ ДРОНОВСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ ДОНБАССА

Дроновская антиклиналь, расположенная в северо-западной части Донбасса и сложенная верхнепалеозойскими отложениями, выделяется среди подобных ей структур проявлениями постседиментационной минерализации. Последнее объясняется интенсивной проработкой приосевой части и в особенности юго-западного крыла антиклинали гидротермальными растворами, поступавшими по трещиноватым зонам серии нарушений Марьевского надвига. Особенно значителен масштаб воздействия гидротерм на нижнепермские породы у северо-восточной окраины г. Северска Донецкой области. Единственное упоминание об этом содержится в работе О. И. Галаки [2], где указано на наличие в одном из пластов доломита «очень большого количества тонких прожилков и друз кальцита», заполняющих щели и каверны до 0,1—0,3 м величины.

В настоящее время правый склон р. Бахмутки в районе впадения в нее р. Каменки на большом протяжении вскрыт карьерами, что позволило провести детальные наблюдения.

Кальцитовые жилы мощностью от 1—5 мм до первых десятков сантиметров незакономерно рассекают, а иногда буквально пронизывают густой сетью различные по литологическому составу породы верхней части картамышской, а также никитовской и частично славянской свит. Часто между глыбами наблюдаются полости различного размера, где образовались друзы кальцита исключительно скаленоэдрического габитуса.

Цвет кальцита матово-белый, светло-бурый или бурый, часто он полупрозрачный. Микротвердость граней в среднем 102 кг/мм².

Остальные свойства типичны для чистого кальцита.

При расколе друз видно, что основания кристаллов тесно прижаты друг к другу, а верхние части расходятся веером от общего основания. Размеры кристаллов разные, но в отдельных друзах почти всегда постоянные. Не редки кристаллы размером 3—7 см. Удалось найти кристаллы, прикрепленные боком и представленные, таким образом, правильным тригональным скаленоэдром. Иногда вблизи от поверхности кристаллы отдельных друз имеют поперечную штриховку, вызванную частичным их растворением.

Особого внимания заслуживает объяснение причины исключительного постоянства габитуса кальцита для данного района. Известно, что изменение кристаллографической формы кальцита в зависимости от падения температуры и концентрации раствора имеет совершенно определенную последовательность: от пинакоидальных и пластинчатых форм к ромбоэдрическим, а от последних — к кристаллам скаленоэдрического и призматического габитуса [4]. Такое изменение отвечает постепенному уменьшению ретикулярной плотности покрывающих кальцит граней. Правда, присутствие и соотношение примесей может резко изменить температурный интервал тех или иных форм, что затрудняет использование кальцита в качестве геологического термометра. Последнее особо ощутимо для данного района, сложенного в значительной степени карбонатными, сульфатными и галогенными породами. Тем не менее, наличие в жилах исключительно скаленоэдрических кальцитов позволяет со значительной долей вероятности предположить низкотемпературный гидротермальный генезис этих образований.

Кристаллизация происходила, по-видимому, в условиях прогрессирующего падения температуры и концентрации растворов. Подтверждение такому предположению можно найти в секциях размером 3—10 см из серых аргиллитов верхней части картамышской свиты, т. е. стратиграфически более ранних отложений. Стенки секций высланы мелкими прозрачными кристаллами кварца, слагающими полосы толщиной до 0,3—1,0 см. Отдельные индивиды выдаются на 0,5 см и имеют правильный призматический габитус. В некоторых жеодах на кварце наблюдаются халцедоновые почковидные образования

светло-бурого, реже розового, серого или белого цвета мощностью обычно 1—2 мм и лишь в исключительных случаях до 5 мм. Оставшееся пространство заполнено частично или полностью скаленоздрическими кристаллами кальцита светло-бурого цвета. В одном случае отмечено еще более позднее образование — кристаллы гипса на кальците.

Впервые в нижнепермских отложениях Дроновской антиклинали студентом В. М. Шкарбанем обнаружен барит в одной из полостей среди кальцитовых жил, прорывающих песчаники и доломиты предположительно славянской свиты. В дальнейшем кристаллы барита были изучены автором совместно с И. И. Шкарбань.

До последнего времени барит к качеству гидротермального или вторичного минерального образования был встречен в пределах Донбасса в основном в каменноугольных отложениях. Полный обзор этих находок сделан П. В. Зарицким [3]. Он впервые сообщает о гипергенном генезисе барита, ранее описаны гидротермальные находки.

Идиоморфные кристаллы барита размером 0,5—3,5 см найдены в верховье б. Берестовой в 2 км к северу от с. Берестового Донецкой области. Исключительно выдержан для всех кристаллов толсто-таблитчатый облик: высота в 5—6 раз меньше длины и ширины, замеренных по диагонали ромбообразных граней. Господствующей формой является пинакоид {001} в комбинации с ромбической призмой {001}. Острый угол между гранями призмы около 78° . Помимо габитуса типоморфной для наших кристаллов является закономерная полосчатость, параллельная граням призмы. Белые узкие полосы шириной 0,2 мм чередуются с более бурыми шириной 0,5—1,5 мм. Этот ромбообразный рисунок повторяется на всех кристаллах и, по-видимому, отражает небольшие пульсирующие колебания в составе питающих растворов.

Цвет полупрозрачных кристаллов барита белый или светло-бурый, блеск стеклянный, иногда с перламутровым отливом на идеально ровных гранях пинакоида. Грани призмы слегка шероховаты. Спайность совершенная по (001) и (110), излом ступенчатый, кристаллы хрупкие. Микротвердость граней пинакоида в среднем 106 кг/мм^2 , граней призмы — лишь немногим больше (114 кг/мм^2), что отвечает относительной твердости 3. Разница в микротвердости граней призмы и пинакоида выявляется лишь после статистической обработки многочисленных замеров. Оптические свойства, изученные иммерсионным методом, обычные для барита.

Спектроскопическое изучение образцов показало, что в барите имеется некоторая примесь стронция, изоморфно замещающего барий. Последнее подтверждается также замерами удельного веса различными методами: пикнометрический метод и измерение в тяжелых жидкостях дали близкие результаты — 4,20

и 4,31 г/см³. Примесь стронция свидетельствует о первичном характере образования барита.

Изученный барит имеет общие черты с описанными гидротермальными проявлениями [3]: состав, оптические свойства, облик кристаллов, агрегатное состояние. Отличительными являются предельная простота огранки, отсутствие параллельных сростаний и сульфидных спутников, развитие по кальциту, а не наоборот.

Предполагаемый низкотемпературный гидротермальный генезис описанных образований не противоречит установленной зональности гидротермальной минерализации в палеозое Донбасса [1]. Согласно этой зональности кварцевая гидротермальная минерализация захватывает всю Главную антиклиналь и складки Северной мелкой складчатости, а кальцитовая проявляется на крыльях Бахмутской котловины. Таким образом, Дроновская антиклиналь оказывается в пределах кальцитовой зоны гидротермальной и возможно частично гидротермально-метасоматической минерализации. На глубине кальцитовая зона замещается кварцевой. Небольшое количество гидротермального кварца, барита, гипса и халцедоновых образований дополняют минералогическую характеристику Дроновской антиклинали.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Ю. А., Макаров И. О., Сіденко О. Г., Штанченко М. С. Зональність гідротермальної мінералізації в породах палеозою Центральної частини Великого Донбасу. — «Геол. журн.», 1966, т. 26, № 1, с. 24—30.
2. Галака О. І. Доломіти та гіпси Донбасу. Т. 2. Київ, 1934, 62 с.
3. Зарицкий П. В. К вопросу о распространении и генезисе барита в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна. — «Зап. Всесоюз. минерал. о-ва», 1959, ч. 88, № 1, с. 108—109.
4. Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1971. 584 с.

УДК 552.144 (477.6)

О. М. ОРЛОВ

О ПРИРОДЕ КЛАСТИЧЕСКИХ ДАЕК В УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩЕ СРЕДНЕГО КАРБОНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДОНБАССА

Процесс образования необычных для осадочных пород инъекционных форм залегания рассматривается как два одновременных или последовательных акта: развития трещин и заполнения их обломочным материалом. При этом заложение трещин представляется как результат проявления тектонических и гравитационных сил или различной природы внутренних напряжений в породе. Наличие же подвижного кластического материала в более компетентной осадочной среде подразумевается обязательным в силу существования внутрiformацион-

ного внедрения и никогда специально не рассматривается, хотя именно этим обусловлена принципиальная возможность развития инъекции, за исключением случаев, когда источником материала заполнения даек считается зона седиментации. При изучении условий образования кластических даек с механических позиций возникает упрощенное представление об уникальном геологическом явлении — подземном перетолжении осадочного материала.

К сожалению, и в условиях Донбасса, где имеются широкие возможности для многоплановых натуральных наблюдений, в горных выработках и керне разведочных скважин, изучаются лишь некоторые особенности морфологии внедрений, на основании которых затем разрабатываются различные варианты механизма образования трещин и способы их заполнения.

Так, Б. Ф. Меффет и В. С. Крым (1926) по поводу возможного механизма внедрений породы в угольные пласты замечают: «Внедрение породы в уголь происходило путем размыва пласта с перетолжением... обоих осадков», когда угольный пласт терпел уже некоторые «диагенетические изменения».

В 1968 г. Н. Г. Коноплева с привлечением обширного фактического материала показала многообразие форм и условий залегания кластических даек в угольных пластах трех углепромышленных районов Донбасса, ограничив, однако, возможные условия образования трещин пластичным течением глин за счет горизонтальной составляющей геостатического градиента, а источник материала внедрений — зоной седиментации и пластичными глинами непосредственной кровли. В соответствии с представлениями Н. Г. Коноплевой следовало бы ожидать развития даек везде, где возникали геостатические градиенты. На самом же деле нередко прямо противоположные ситуации, что, впрочем, отмечает и сам автор (Коноплева, 1968).

Оригинальный, но совершенно необоснованный способ образования кластических даек предлагает Н. А. Балынский (1972). Рассматривая тесную пространственную связь палеорусел и кластических даек, он приходит к выводу о том, что дайки образовались в результате «прорыва обводненных песчанистых осадков в трещины эрозионного понижения», причем «ворвавшийся поток, вымывая обломки угля..., образовывал в пласте полости. Процесс выноса продолжался до тех пор, пока в пониженных участках не накапливались осадки в таком количестве, что прекращалось дальнейшее движение потоков по трещинам...».

Трудно представить силы, обеспечившие бурное движение потока в узкой трещине на глубине нескольких метров ниже базиса эрозии палеорек среднего карбона, тем более, что в кластических дайках всегда четко выражены текстуры нагнетания, но нет текстур седиментационных.

В приведенных моделях механизма образования кластических даек Донбасса анализируется лишь внешний, механический эффект явления и в то же время совершенно игнорируются физико-химические особенности условий становления осадочных пород, связь этих процессов с внедрениями, на что определенно указывают четко выраженные признаки глубокой геохимической переработки осадков в местах развития кластических даек. В этом отношении особый смысл приобретает хорошо известный факт идентичности материала инъекций и явно обеленных, хорошо выдержанных горизонтов и прослоев алеврито-глинистых пород, отмеченный еще Б. Ф. Меффертом и В. С. Крымом (1926). Типичной особенностью этих необычно окрашенных прослоев и горизонтов являются своеобразные конкреции трещинного, «пятнистого» или «шлирового» облика, совершенно не характерные для нормальных неизменных пород, что неоднократно подчеркивал П. В. Зарицкий, отмечая парагенетическую связь трещинных конкреций и кластических даек (Зарицкий, 1970).

При детальном изучении указанной ассоциации трещинных конкреций, кластических даек и обеленных или зеленоватых пород оказалось, что последние всегда занимают в разрезе определенную позицию, достигая максимального развития по мощности и степени переработки исходных текстур и минеральных комплексов в породах подпочвы угольных пластов.

Аналогичный характер изменения исходного минерального субстрата ископаемых почв угленосной толщи Донецкого карбона А. П. Феофилова совершенно определенно связывает с глеевым процессом (Феофилова, 1975), который, по Л. И. Перельману, является типичным для ископаемых почвенных горизонтов угленосных формаций и современных болот (Перельман, 1968). Фактический материал по среднему карбону юго-западной части Донбасса позволяет значительно расширить указанные выше границы развития этого процесса.

Так, мощным, хорошо переработанным почвам иногда соответствуют в непосредственной алеврито-глинистой кровле угольных пластов маломощные, слабоизмененные, но всегда четко выраженные зоны оглеения. Различную степень оглеения испытывают также глинистые породы на эрозионных контактах с аллювиальными песчаниками, где, несмотря на небольшую мощность реакционной зоны, глеевой процесс протекал крайне интенсивно и сопровождался образованием микродаек и различных форм Fe-карбонатных конкреций. Часто признаки глеевой переработки имеют различные типы алевролитов переслаивания, в которых оглеенные зоны расположены ритмично, явно подчеркивая участки породы наибольшей загруженности корневыми остатками. При сплошном видоизменении таких алевролитов зональность легко угадывается по максимумам развития инъекционных текстур и Fe-карбонатных конкреций.

Наиболее рельефно минералообразующая роль глеевого процесса подчеркивается увеличением содержания каолинита, что макроскопически четко выражено парагенезисом тонштейно-подобных «кучерявчиков» и глубоко оглеенных подпочвенных горизонтов. При этом нередко полностью разрушаются все формы раннедиагенетических Fe-карбонатов, «выгорает» $S_{орг}$, порода испытывает глубокую деструкцию, формируются кластические дайки и Fe-карбонатные конкреции, детальная морфологическая и химико-минералогическая характеристика которых дана в работах П. В. Зарицкого (1970, 1971).

Ведущая роль свежей органики в развитии глеевого процесса особенно хорошо видно при совместном нахождении в подпочве растительных остатков, поступивших в осадок обычным седиментационным путем, и корней, внедрившихся позже, после завершения процессов диагенеза. В первом случае, несмотря на хорошую сохранность растительного материала, в породе видимых изменений не происходит, тогда как слои с корневыми остатками испытывают резкие изменения — порода приобретает «пастельный» характер окраски, корни часто полностью разлагаются и угадываются только по светло-палевым следам глинистого вещества, которое А. П. Феофилова неизменно рассматривает как результат иллювинования, хотя описания некоторых типов так называемых оптически ориентированных глин в одной из последних работ (Феофилова, 1975) находятся в явном противоречии с приписываемой им иллювиальной природой. В связи с этим интересно отметить экспериментальные данные о чрезвычайно быстром преобразовании глинистых минералов корневой системой болотных растений (Боголюбова и др., 1971).

Определяющая роль реакционноспособного растительного материала в преобразовании глинистого вещества современных торфяных болот и особое значение «взаимодействия корневой системы растений с окружающим глинистым веществом», в результате которого вокруг корней образуются ореолы оптически ориентированных глин, обстоятельно показаны в работе П. П. Тимофеева и Л. И. Боголюбовой (1972).

Отмеченный характер локального геохимического влияния $S_{орг}$ корней ископаемых почв Донбасса, типичный для зоны перехода исходной породы в подпочву, свидетельствует о низкой пористости болотного грунта, миграция растворов в котором могла осуществляться вначале только путем диффузии. Однако прогрессирующее развитие корневой системы, сопровождаемое разуплотнением и дезинтеграцией осадка, улучшало фильтрационные свойства, способствовало развитию микробиологических процессов редукции, которые коренным образом изменяли термодинамические условия системы, генерируя CO_2 , снижая окислительно-восстановительный потенциал и рН. Фильтрационная миграция таких растворов за пределы почвенных горизонтов

отчетливо прослеживается по реакционным зонам вдоль трещин и швов седиментации в неизменных породах; при этом имеет место инъецирование обломочного материала, что указывает на высокие градиенты фильтрации, когда возможно качественно новая форма движения воды совместно с грунтовой массой.

Именно с такими глубоко измененными почвами часто связано постдиагенетическое оглеение пород кровли угольных пластов. Видимо, геохимическая активность глеевых растворов и жидкообразная консистенция субстрата взаимообусловлены, но прогрессируют только в закрытых условиях.

Тем не менее остается бесспорным иницирующее влияние внедряющейся корневой системы на развитие глеевого процесса, активность которого вначале сильно ограничивалась интенсивной эвакуацией CO_2 . При этом у разлагающихся корешков-очагов наиболее низких значений E_h , возникающих в результате активной генерации CO_2 при микробиологической редукции Fe^{3+} , в подпочве на границе с «кучерявчиками» формировались черные желваки слабо магнитных Fe-силикатных конкреций, часто образующих здесь самостоятельный горизонт.

Впоследствии, с ростом торфяника и после его захоронения, когда почва утрачивала непосредственный контакт с корневой системой, глеевой процесс становился независимым от ее присутствия в осадке, в закрытых условиях он протекал более активно за счет подтока органических мигрантов, которые и в современных торфяниках обуславливают глубокие преобразования минерального вещества, снижая рН до 4—5 (Тимофеев, Боголюбова, 1972).

Эволюция термодинамических условий процесса иногда четко фиксируется изменением минерального состава конкрециеобразователя — в таких случаях черные Fe-силикатные желваки обрастают немагнитным более светлым Fe-карбонатом. Допуская в составе Fe-силиката наличие магнетита, можно полагать, что условия минералообразования в соответствии с физико-химическими построениями Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста (1968) необратимо изменились в связи с уменьшением окислительно-восстановительного потенциала и рН, ростом концентрации CO_2 , при отсутствии в системе сульфидной серы и свободного O_2 . В восстановительной обстановке в области щелочных значений рН могло происходить образование магнетита и Fe-силиката, общие условия образования которых очень близки.

Щелочная среда в этой части профиля допускается автоморфной фазой развития «кучерявчика». Поэтому не случайно нахождение магнитных конкреций на контакте с «кучерявчиками» — зоной накопления окисных форм Fe. Восстановительный характер глеевого процесса надежно подтверждается соотношением валентных форм Fe в почвенных профилях карбона, изученных А. П. Феофиловой (1975).

Таким образом, глеевой процесс представляет собой закономерный результат особых условий, когда уравновешенный в термодинамическом отношении осадок, оставаясь по-прежнему в анаэробных условиях (за исключением «кучерявчиков», испытавших по крайней мере одну автоморфную фазу развития в условиях суходола (Феофилов, 1975)), становится ареной бурных геохимических процессов, обусловленных уникальной в диагенезе ситуацией непосредственного контакта свежей, не претерпевшей длительного пути транспортировки и поэтому не утратившей геохимической активности органики. Становится очевидным, что оглеение по характеру физико-химических процессов представляет собой инверсию диагенеза, обусловленную перемещением бассейнового осадка в чуждые ему, геохимически субаэреальные условия, которые сами по себе особых изменений не вызывают, но создают предпосылки для развития соответствующих растительных сообществ и сопутствующих им микроорганизмов, ведущая роль которых в диагенетическом преобразовании осадка хорошо известна по работе академика Н. М. Страхова.

Не менее важна роль и водорастворимых форм $C_{орг}$, длительное время после захоронения торфяника поддерживающих геохимическую активность почвенных горизонтов, а в случаях развития оглеения в породах кровли пластов и на эрозионных контактах — определяющих развитие этого процесса.

Таким образом, глеевой процесс длительное время сохраняет или формирует в среде уплотненных осадков очаги чрезвычайно мобильного осадочного материала, насыщенного водой и газом. При этом крайняя анизотропия физических свойств осадочных пород в зоне оглеения обуславливает образование трещин в более консолидированных слоях. Теоретическое обоснование условий накопления и разгрузки упругой энергии в уплотняющихся осадочных толщах, а также связанные с этими процессами флюидогеодинамические явления подробно рассматриваются Г. Ю. Валуконисом и А. К. Ходьковым (1973).

В заключение необходимо отметить важное практическое значение изучения генетической связи глеевого процесса и кластических даек, что дает возможность еще в стадии разведки выделять площади угольных пластов, пораженные внедрившимся кластическим материалом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боголюбова Л. И., Соколова Л. А., Юревич А. Л. О превращении монтмориллонита в каолинит при торфообразовании (экспериментальные исследования). — «Литология и полезные ископаемые», 1971, № 4, с. 130—133.
2. Балынский Н. А. Кластические дайки Донбасса и отличие их от кластических инъекий других угольных месторождений. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 4, с. 136—141.

3. Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е. Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Т. I. Изд-во Ленингр. ун-та.
4. Паррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минераты, равновесия. (Из серии «Наука о Земле»). М., «Мир», 1968. 390 с.
5. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Ч. 1. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1970, с. 224.
6. Зарицкий П. В. Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений. Ч. 2. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1971, 176 с.
7. Коноплева Н. Г. Типы внедрения в угольные пласты Донбасса. — «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 3, с. 89—103.
8. Мефферт Б. Ф., Крым В. С. Угли Алманого и Марьевского районов. М., Изд-во Геолкома, 1926. 93 с.
9. Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968. 331 с.
10. Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. Фации и изменение глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба. — «Литология и полезные ископаемые», 1972, № 3, с. 48—75.
11. Феофилова А. П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. Труды НИИ 1975, вып. 270, с. 103.

УДК 551.763.32:551.242.5(47)

ФАМ ВАН АН

ФОСФАТЫ ИЗ ГЛИНИСТЫХ ПРОСЛОЕВ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Среди генетических типов осадочных фосфатов внимание исследователей неоднократно привлекали диагенетические концентрации фосфатного минерального вещества в карбонатных породах. Конкреции, желваки, плитообразные тела, псевдоморфозы по оканемелостям, называемые фосфоритами, описывались и из верхнемеловых отложений Европейской части СССР Бушинским Г. И. и другими [2, 5, 8]. В последнее время появились данные о фосфатных стяжениях кор выветривания карбонатных пород [1]. Трудность диагностики осадочных фосфатов связана с малыми размерами кристаллов, наличием изоморфных и механических смесей. Фосфаты малых концентраций, слагающие некарбонатную часть мело-мергельных пород или присутствующие в ней в виде незначительной примеси, изучены плохо. Это же касается фосфатов глинистых прослоев в мело-мергельных породах. Объясняется плохая изученность как сложностью диагностики, так и трудностями выделения и обогащения фосфатов, которые обычно составляют не более 0,1—0,5% нерастворимого остатка.

Были изучены фосфаты сорока глинистых прослоев из верхнемеловых отложений Северо-западного Донбасса, Западной Украины, Крыма и Северного Кавказа. Нерастворимые остатки получили применением 3%-ной уксусной кислоты при комнатной температуре. После освобождения от ацетата кальция фракция больше 0,01 мм разделялась жидкостью Туле (уд. вес 2,85).

Присутствие фосфатов в тяжелой фракции установлено оптическим методом в иммерсионных препаратах. Анизотропные агрегатные фосфаты желтовато-бурого и темно-бурого цвета характеризуются светопреломлениями $n_d = 1,609 \div 1,612$; $n_p = 1,604 \div 1,607$. «Аморфным» оптическим изотропным образованиям фосфатов соответствует светопреломление $n = 1,596 \div 1,602$. Кроме фосфатов в тяжелой фракции присутствуют биотит, мусковит, пирит, глауконит и гидроокислы железа.

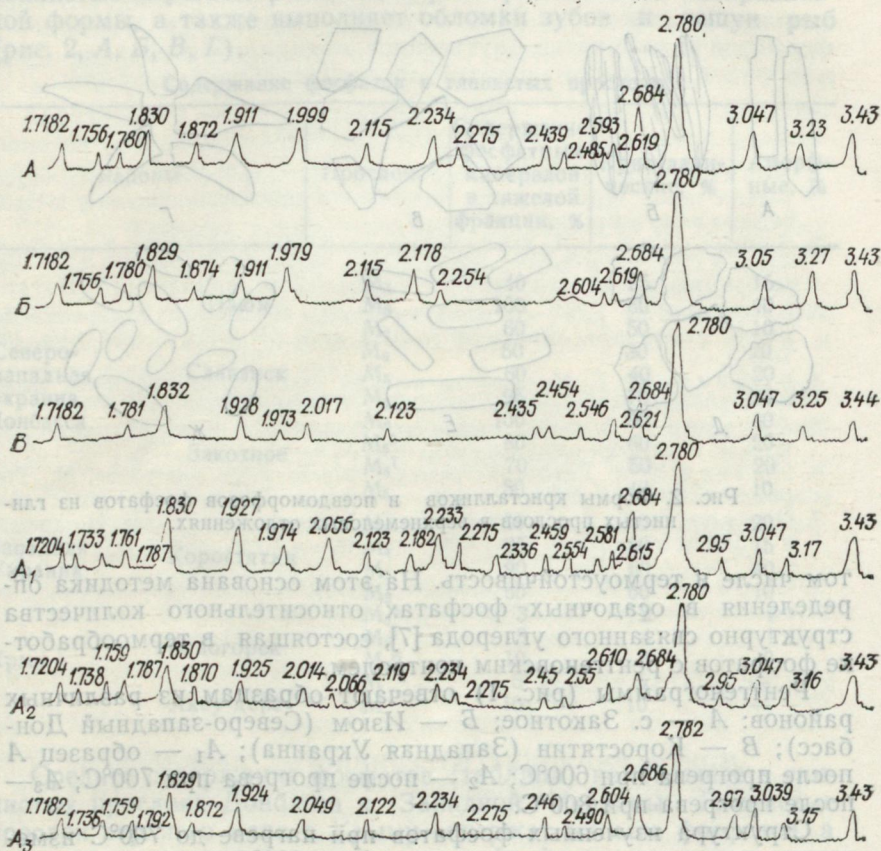


Рис. 1. Дифрактограммы фосфатных минералов из глинистых прослоев в верхнемеловых отложениях.

Фосфаты тяжелых фракций при обработке раствором молибденово-кислого аммония в азотной кислоте разлагаются с образованием ярко-желтого осадка, что легко контролируется под бинокуляром.

Рентгеновским методом (прибор УРС-50 ИМ, железное излучение) установлен набор межплоскостных расстояний (Å):

3,43; 3,05; 2,78; 2,68; 2,62; 1,911; 1,830; 1,780; 1718. С учетом распределения их интенсивностей наиболее вероятно принадлежность рентгеновского спектра франколиту [6]. К франколиту относится фтор-апатит с обязательным присутствием карбонат-иона и иона гидроксила. Обычно состав осадочных фосфатов весьма непостоянен. Согласно Г. И. Бушинскому [4], все осадочные фосфаты содержат различные количества CaF_2 , CaCO_3 , $\text{Ca}(\text{OH})_2$, что обуславливает их физические свойства, в

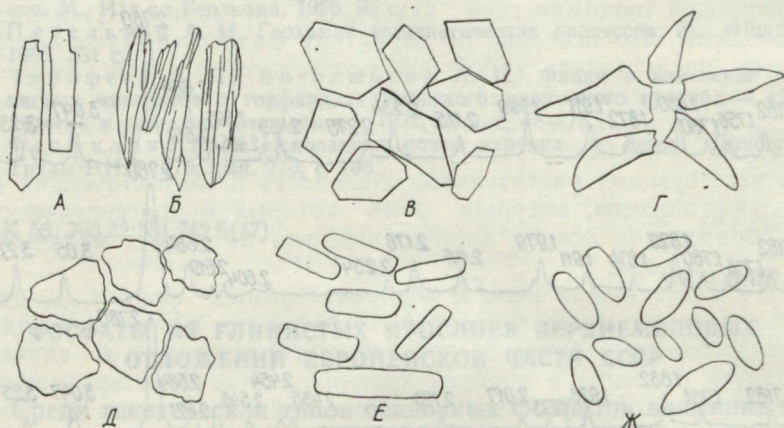


Рис. 2. Формы кристалликов и псевдоморфозов фосфатов из глинистых прослоев в верхнемеловых отложениях.

том числе и термоустойчивость. На этом основана методика определения в осадочных фосфатах относительного количества структурно связанного углерода [7], состоящая в термообработке фосфатов с рентгеновским контролем.

Рентгенограммы (рис. 1) отвечают образцам из различных районов: А — с. Закотное; Б — Изюм (Северо-западный Донбасс); В — Коростятин (Западная Украина); A_1 — образец А после прогрева при 600°C ; A_2 — после прогрева при 700°C ; A_3 — после прогрева при 800°C .

Структура изученных фосфатов при нагреве до 700°C изменяется незначительно, а при нагреве до 800°C происходит значительное изменение в структуре фосфата, что объясняется потерей структурного углерода, свойственного франколиту [7].

Франколитовый состав (карбонат-апатитовый) присущ как кристаллическому оптически анизотропному фосфату, так и оптически изотропному скрытокристаллическому или аморфному фосфату коллофану. При сходной рентгеновской характеристике они отличаются оптическими свойствами и генетическим типом минеральных концентраций.

Коллофан обнаружен во всех глинистых прослоях верхнего мела Украины, но в глинистых прослоях Крыма встречается редко. Коллофан образует кроме мелких агрегатных скоплений явные псевдоморфозы по копролитам, выполняет ходы трубки морских илоедов, а также встречается в виде обломков с шероховатой поверхностью размерами $0,15-0,25 \times 0,001-0,05$ мм (рис. 2, Ж, Е, Д), вероятно, органогенного генезиса.

Кристаллический карбонат-апатит образует лучистые волокнистые агрегаты различного размера, обломки неправильной формы, а также выполняет обломки зубов и чешуи рыб (рис. 2, А, Б, В, Г).

Содержание фосфатов в глинистых прослоях

Районы	Прослой	Содержание фосфатных минералов в тяжелой фракции, %	Кристаллические, %	Аморфные, %	
Северо-западная окраина Донбасса	Изюм	M ₆	40	25	15
		M ₅	100	60	40
	Славянск	M ₃	60	50	10
		M ₆	50	30	20
		M ₅	60	40	20
		M ₃	95	70	25
		M ₆	100	60	40
		M ₅ ²	80	60	20
Закотное	M ₅ ¹	70	50	20	
	M ₅	50	40	10	
	M ₅	60	40	20	
Западная Украина	Коростятин	M ₄	95	80	15
		M ₃	90	50	40
		M ₂	60	50	10
		M ₅ ²	3	2	1
Крым	Белогорск	M ₅ ¹	5	4	1
		M ₂ ^б	10	8	2
	Аксу-дере	M	5	5	—
		M	10	10	—

Среднее содержание фосфатов (таблица) наибольшее в глинистых прослоях Донбасса и Западной Украины. Глинистые прослои верхнего мела в Крыму содержат меньше фосфатов, а в разрезах северо-кавказского мела фосфаты не установлены.

Кристаллическая форма фосфатов всегда преобладает над «аморфной». Фосфаты присутствуют и в более тонкой фракции глинистых прослоев, так как по данным химического анализа фракция менее 0,001 мм постоянно содержит 0,6—0,8% фосфатного ангидрида.

Согласно современным представлениям о генезисе осадочных фосфатов можно считать, что источником фосфора в карбонатно-глинистых илах верхнемеловых морских бассейнов

были представители органического мира. Кроме того, фосфор мог сорбироваться коллоидальными глинистыми частицами осадка. В диагенетическую стадию имели место процессы перераспределения фосфора и генерация рассеянных фосфатов, мелких стяжений и псевдоморфоз по органическим остаткам. Поскольку генерация фосфатов связана, вероятно, с мелководным бассейном и длительной и устойчивой стадией диагенеза, отсутствие фосфатов в северокавказских разрезах можно попытаться объяснить более значительными глубинами и менее стабильным тектоническим режимом. Можно предположить, что образование фосфатов и силикатное аутигенное минералообразование (формирование монтмориллонита) происходили одновременно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аскоченский Б. В., Семенов В. П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж. Изд-во Воронежского ун-та, 1973. 175 с.
2. Бушинский Г. И. Фосфоритные фации верхнего мела Европейской части СССР. — В кн.: Агрономические руды СССР. Т. V, вып. 146. М.—Л., 1939, с. 37—93.
3. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. — «Труды ин-та геол. наук АН СССР», 1954, вып. 156. 156 с.
4. Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов. — «Вопросы геологии агрономических руд». М., АН СССР, 1956, с. 49—63.
5. Казаков А. В. Фосфатизация верхнемеловых и третичных пород Поволжья. — «Удобрение и урожай», 1930, № 9—10, с. 733—736.
6. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957. 867 с.
7. Озеров Р. П., Гриншпан Л. Б., Бушинский Г. И. О составе и строении природных фосфатов кальция. — «Журн. прикл. химии», 1964, т. 37, вып. 4, с. 716—721.
8. Смирнов А. И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфатов. М., «Недра», 1972. 196 с.

УДК 551.763.32:551.242.5(47)

ФАН ВАН АН

МОНТМОРИЛЛОНИТ ИЗ ГЛИНИСТЫХ ПРОСЛОЕВ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Глинистые прослои в карбонатных отложениях верхнего мела Европейской части СССР и Западной Европы стали привлекать внимание исследователей сравнительно недавно. Сейчас установлено их широкое распространение по площади и определенная стратиграфическая приуроченность [5, 8, 15, 16]. Детальное изучение минерального состава глинистых прослоев проведено с целью использования результатов для генетической интерпретации. Кроме того, не исключено и практическое использование этих образований в случае увеличенных мощностей.

Образцы из глинистых прослоев были отобраны из туронских отложений северо-западной окраины Донбасса (Закотное, Краматорск, Сеничено, Изюм, Славянск), из сеноманских, туронских, сантонских и кампанских отложений Крыма (Белогорск, Насыпкой, Феодосия, Тополевка, Аксу-Дере), из сантонских и кампанских отложений района р. Аше (Северный Кавказ) и туронских отложений Западной Украины (Коростятин, Клевань). Материал по Крыму, Кавказу и Западной Украине передан автору Ю. И. Кацем.

Мощность глинистых прослоев колеблется от 3 до 5 см — в северо-западном Донбассе, от 5 до 7 см — в Крыму, от 1 до 15 см — в Западной Украине.

Характерной особенностью залегания глинистых прослоев является резкий контакт с подстилающими меловыми и мелоподобными породами и постепенный переход в перекрывающие мело-мергельные породы.

Легкая фракция алевропелитовой размерности из глинистых прослоев северо-западного Донбасса представлена полевым шпатом, оптическая, химическая и рентгеновская характеристика которого позволяет отнести его к К—Na ортоклазу или анортоклазу [13]. Кроме полевого шпата присутствует кварц и агрегаты глинистых минералов.

Легкие фракции туронских и кампанских глинистых прослоев в Крыму также обогащены полевым шпатом. Обычно — это ортоклаз ($N_{д'} = 1,524 \div 1,526$; $N_{р'} = 1,519 \div 1,521$), реже — олигоклаз ($N_{д} = 1,545 \div 1,547$; $N_{р} = 1,536 \div 1,538$). Тяжелые фракции сложены биотитом, мусковитом, апатитом, пиритом и гидрогетитом.

При выделении коллоидной фракции из глинистых прослоев применялось растворение карбонатной их части действием при комнатной температуре 3%-ной уксусной кислоты. Из полученного нерастворимого остатка, отмытого от ацетата кальция, путем отмучивания отбирали фракцию $\leq 0,001$ мм. Обработанные таким способом 65 образцов исследовали при помощи комплекса современных методов.

Исследование иммерсионным методом ориентированных агрегатов глинистых минералов (фракции $\leq 0,001$ мм) показало, что средний показатель светопреломления N_m колеблется от 1,510 до 1,525.

При рентгеновском исследовании глинистых фракций (дифрактометр УРС-50 ИМ, железное излучение) использованы различные варианты съемки: ориентированных препаратов; препаратов, насыщенных гликолем; препаратов, прогретых до 550°C ; препаратов, обработанных в Ин. растворе КОН и в Ин. растворе LiCl в течение 15 ч при комнатной температуре и затем прокаленных при 300°C . Результаты рентгенографического изучения приведены на рис. 1.

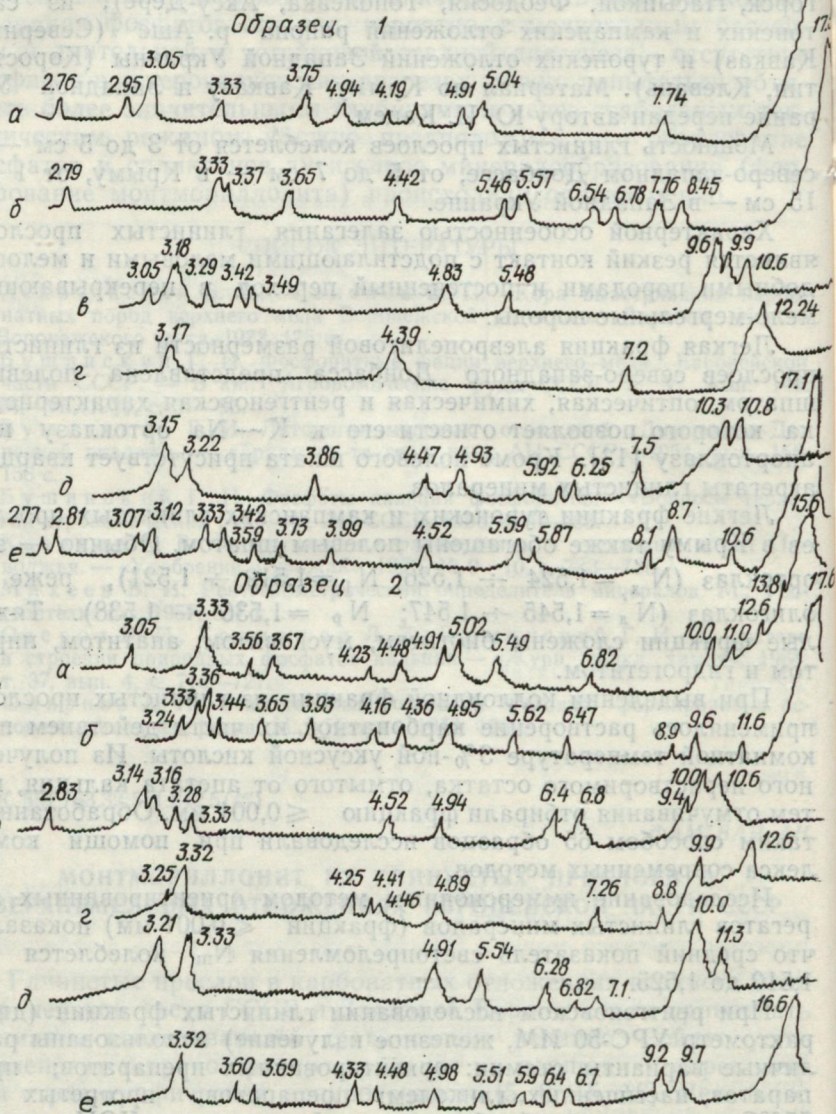


Рис. 1. Дифрактограммы глинистой фракции $\leq 0,001$ мм.

Нумерация дифрактограмм отвечает следующим образцам: 1 — монтмориллонит; 2 — монтмориллонит с примесью гидрослюда; а — естественный; б — с гликолем; в — прокаленный при 550°C; г — обработанный в растворе 1н. КОН; д — обработанный в растворе 1н. LiCl и прогретый при 300°; ж — обработанный в растворе LiCl и насыщенный гликолем.

Рентгенографическое изучение зафиксировало рефлексы, отвечающие межплоскостным расстояни-

ям 14,5—15,2 Å для глинистых минералов туронских и кампанских отложений. Для образцов из сеноманских и сантонских отложений кроме межплоскостных расстояний 15—15,6 Å характерно присутствие $d_n = 9,7 \div 10,0$ Å.

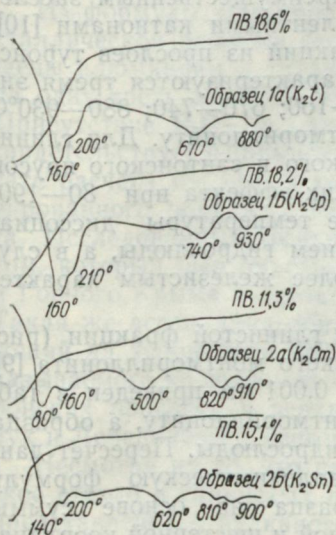


Рис. 2. Термограммы глинистой фракции $\leq 0,001$ мм.

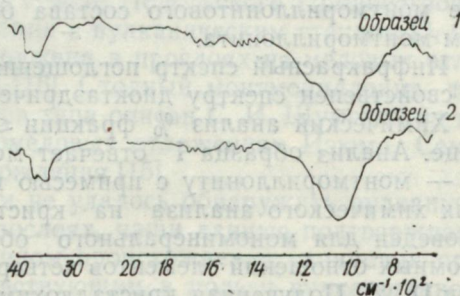


Рис. 3. Инфракрасные спектры поглощения глинистой фракции $\leq 0,001$ мм.

При насыщении препаратов гликолем на рентгенограммах появляются четкие рефлексы, отвечающие межплоскостным расстояниям 17,2—17,6 Å, что характерно для монтмориллонита. Наличие на дифрактограммах (рис. 1, 2а) нецелочисленных рефлексов, выраженных межплоскостными расстояниями 11,0; 12,6 и 13,8 Å, свидетельствует о присутствии неупорядоченных смешаннослойных образований типа гидрослюда-монтмориллонит (4, 10, 11). Роль разбухающего компонента в этих смешаннослойных образованиях очень велика, так как при обработке гликолем наблюдается только $d_{001} \pm 17,6$ Å.

При нагревании препаратов до 550°C на рентгенограммах появляются нечеткие рефлексы в области 9,4—10,8 Å.

После относительно слабой обработки в 1н. растворе КОН в течение 15 ч и высушивании при комнатной температуре межплоскостное расстояние d_{001} уменьшается до 12,4—14,8 Å, что может объясняться образованием монтмориллонита из вулканического материала (12).

При обработке LiCl и последующем прокаливании при 300°C в течение трех часов межплоскостное расстояние d_{001} сокращается до 10,3—10,9А, а после насыщения гликолем вновь возрастает до 16,6—17,8А, что может рассматриваться как доказательство бейделлитового типа разбухающего минерала.

Величина d_{060} равна 1,490—1,496А, что указывает на диоктаэдрический тип монтмориллонита с преимущественным заселением октаэдрических позиций трехвалентными катионами [10].

Кривые нагревания глинистых фракций из прослоев туронского и кампанского (Крым) ярусов характеризуются тремя эндотермическими эффектами при 140—160; 670—740; 880—930°C (рис. 2), что отвечает типичному монтмориллониту. Для глинистых фракций из прослоев сеноманского и сантонского ярусов характерны также три эндотермических эффекта при 80—190; 460—620; 880—910°, однако снижение температуры диссоциации может быть объяснено присутствием гидрослюды, а в случае монтмориллонитового состава более железистым характером монтмориллонита.

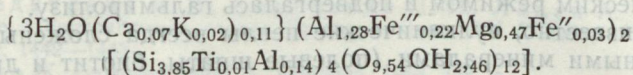
Инфракрасный спектр поглощения глинистой фракции (рис. 3) свойственен спектру диоктаэдрического монтмориллонита [9].

Химический анализ % фракции $\leq 0,001$ мм приведен в таблице. Анализ образца I отвечает монтмориллониту, а образца II — монтмориллониту с примесью гидрослюды. Пересчет данных химического анализа на кристаллохимическую формулу проведен для мономинерального образца на основе суммы атомных отношений элементов четверной и шестерной координации [1, 2]. Полученная кристаллохимическая характеристика не подтверждает предположение о близости разбухающего минерала к бейделлитам, хотя у минерала отсутствует необратимое сжатие после различного вида обработок. Возможно, рентгеновская методика не является достаточно надежной для того, чтобы различать минералы ряда монтмориллонит-бейделлит.

Результаты химического анализа

Компонент	Образец 1	Образец 2
SiO ₂	54,71	56,23
TiO ₂	0,29	0,52
Al ₂ O ₃	17,16	18,66
Fe ₂ O ₃	4,24	5,16
FeO	0,43	0,45
MgO	4,44	3,21
CaO	1,30	1,22
K ₂ O	0,27	2,93
Na ₂ O	0,13	0,42
P ₂ O ₅	0,26	0,35
H ₂ O ⁺	4,98	4,94
H ₂ O	11,77	5,89
Итого	99,98	99,97

Химический анализ выполнен в химической лаборатории треста Артемгеология. Кристаллохимическая формула монтмориллонита — образец I — имеет следующий вид:



Из формулы монтмориллонита видно, что в тетраэдрах кристаллической решетки атомы кремния в небольшой мере замещены алюминием и титаном. В октаэдрах алюминий примерно на одну треть вытеснен магнием и трехвалентным железом. Присутствие P_2O_5 в химическом составе глинистой фракции свидетельствует о примеси фосфата (карбонат-апатита). В результате расчета мы имеем следующий минеральный состав анализируемого образца 1:99,4% монтмориллонита и 0,6% апатита. Исследованный монтмориллонит сходен с монтмориллонитом, который был описан в туроне Подольского Приднестровья и Горного Крыма в ассоциации с вулканическим стеклом [3, 6]. Такая же ассоциация обнаружена в прослоях из меловых отложений на территории ФРГ [16]. Сходный монтмориллонит так называемого «бентонитового» типа описан С. И. Шуменко из туронских прослоев в верхнемеловых отложениях Изюма, Семилук и Лебединского месторождения [15].

Несмотря на то что нам не удалось обнаружить вулканическое стекло в глинистых прослоях, наши данные подтверждают представление о вулканогенном происхождении глинистых прослоев. К фактам, свидетельствующим в пользу вулканогенного генезиса прослоев, относятся:

1) присутствие свежих К—Na полевых шпатов и свежего биотита без каких-либо следов изменения в условиях коры выветривания;

2) характер монтмориллонита с нестабилизирующей кристаллической решеткой, обычно формирующейся по стекловатому материалу;

3) строение глинистых прослоев с резким нижним контактом в связи с перерывом карбонатного осадконакопления вследствие поступления вулканического пепла. Последовавшее затем восстановление нормально-осадочного процесса обусловило постепенный переход глинистых прослоев в вышележащий мергель.

Глинистые прослои верхнего мела следует рассматривать как гипергенные образования, связанные с гальмиролизом вулканического пепла. Источником пеплового материала, по-видимому, служили дуги Альпийского пояса. Об этом свидетельствует увеличение мощности и количества бентонитовых прослоев в южных разрезах Русской платформы, в Крыму, на Кавказе и в Западной Украине [5, 14].

Действовавшие в позднем мелу вулканы дали тонкую пирокластику кислого или щелочного типа, которая разносилась на сотни километров по воздуху. Большая часть ее отлагалась в морской среде позднемелового времени со спокойным гидродинамическим режимом и подвергалась гальмиролизу.

Как известно, вулканические пеплы всегда сложены алюмосиликатными минералами (полевые шпаты, биотит и другие) и силикатами, находящимися в форме вулканического стекла. Степень упорядоченности тетраэдров кремнезема и глинозема весьма невелика, в связи с чем отсутствует трехмерная периодичность [7]. Катионы занимают пустоты в этом «эскизе» структуры, поэтому вулканические пеплы представляют собой материал с высокой степенью восприимчивости к изменению как в кислой, так и в щелочной средах.

При гальмиролизе вулканического пепла, в том числе стекла, возникает алюмокремневый гель, постепенно теряющий щелочи, обогащающийся глиноземом, магнием, железом, которые существенно необходимы для образования минералов группы монтмориллонита. Попадавший в иловые воды алюмокремневый гель способен к обмену ионами. Его отрицательный электрический заряд определяется содержанием глинозема и возрастает с увеличением значений рН в процессе образования геля [7]. Сорбированные на поверхности частиц алюмокремневого геля катионы, высвобожденные из вулканического пепла, также переходили в иловые воды. Щелочные значения рН и присутствие различных катионов в илу наряду с кремнеземом и глиноземом приводили к формированию монтмориллонита. При этом обычно не сохраняется никаких реликтов вулканического стекла. Крайне редки находки вулканического стекла в Крыму и в Западной Украине [3, 6].

Практически мономинеральный монтмориллонитовый состав глинистых прослоев с учетом генетических особенностей как отдельных минералов, так и деталей геологической характеристики позволяет считать описываемые прослои прослоями бентонитовыми. Генетический характер монтмориллонита, образующего смеси с гидрослюдой и смешанно-слоистыми образованиями в глинистых прослоях из сантонских и сеноманских отложений не вполне ясен, однако можно предположить его терригенный аллотигенный генезис наряду с гидрослюдой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., «Недра», 1967. 143 с.
2. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964. 223 с.
3. Гофштейн И. Д. и Рипун М. Б. О находке вулканической породы в меловых отложениях Подолии.—«Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 2, с. 386—388.

4. Карпова Г. В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М., «Недра», 1972. 171 с.
5. Кац Ю. И., Шуменко С. И., Фам Ван Ан. О поверхностях перерыва в туронских отложениях Русской платформы.—«Вестн. Харьк. ун-та», 1975, № 120. Геология и география, вып. 6, с.12—20.
6. Лебединский В. И., Кириченко Л. П., Ладан А. Н. Новые данные о бентонитовых глинах Крыма.—«Докл. АН СССР», 1974, т. 218, № 6, с. 1442—1445.
7. Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968. 358 с.
8. Пекун Ю. Ф. Минералогия бентонитовых глин западных областей УССР. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1956. 114 с.
9. Плюснина И. И. Инфракрасные спектры силикатов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1967. 187 с.
10. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М., «Мир», 1965. 599 с.
11. Уивер И. Е. Распространение смешанно-слоистых глинистых минералов и их определение в осадочных породах.—В кн.: Вопросы минералогии глин. М., Ил, 1962, с. 342—368.
12. Уивер И. Е. Эффект и геологическое значение «фиксации» калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканогенного материала.—В кн.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ, 1962, с. 369—401.
13. Фам Ван Ан, Карпова Г. В. Полевой шпат из туронских отложений Северо-западной окраины Донбасса.—В кн.: Минералогия осадочных образований. Киев, «Наукова думка», 1976, вып. 3, с. 37—49.
14. Фам Ван Ан. Сравнительная характеристика бентонитовых прослоев в верхнемеловых отложениях Донбасса и Крыма.—«Вестн. Харьк. ун-та», 1976, № 121, «Геология и география», вып. 7, с. 12—20.
15. Шуменко С. И. Литология и породообразующие организмы верхнемеловых отложений востока Украины и области Курской магнитной аномалии. Харьков, Изд-во Харьк. ун-та, 1971. 164 с.
16. Valeton I. Vulkanische tuffitenlagerung in der nordwest deutschen Oberkreide.—«Mitt. geol. Staatsinst Hamburg», 1960, H. 29, S. 26—41.

УДК 551.263.037.

Ю. С. БЕЛЕЦКИЙ, канд. геол.-минерал. наук

О ПРИРОДЕ ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНЫХ МУГОДЖАР)

Метаморфические и метасоматические изменения вулканогенных горных пород давно привлекают внимание исследователей. Термин «зеленокаменные породы» введен А. А. Иностранцевым в 1877 г. для измененных диабазов и порфиритов. Не вдаваясь в историю изучения этого вопроса и не прослеживая эволюцию взглядов различных исследователей, отметим, что до настоящего времени нет единого мнения о содержании данного термина. Обычно ограничиваются отнесением зеленокаменных пород к фации сланцев низких ступеней метаморфизма. Название фации объясняется зеленым цветом ведущих минералов: хлорита, эпидота, актинолита и др. При так называемом зеленокаменном изменении пород отмечается замещение плагиоклазов альбитом и минералами эпидот-цоизитовой группы, а цветных минералов — актинолитом, хлоритом, кальцитом. Нередко зе-

ленокаменное изменение отождествляется с явлением пролитации.

Общепризнано, что зеленокаменное изменение характерно преимущественно для вулканогенных пород основного и среднего состава и их пирокластических производных. Они входят в состав спилито-кератофировых магматических формаций, формирующихся на ранних этапах развития эвгеосинклиналей в определенных структурно-фациальных зонах.

Автором изучен ряд медноколчеданных и золоторудных полей в Западной зеленокаменной зоне Мугоджар, которая является южным продолжением Тагило-Магнитогорского мегасинклинория Урала.

Особое внимание уделяли петрохимическим и петрографическим особенностям рудовмещающих пород, исследовали восстановление их первичного состава, определение последовательности и характера новообразований, степень надежности использования метасоматитов для поисковых целей при металлогенических исследованиях.

Изучение более четырех тысяч шлифов вулканогенных пород по Джиландинскому, Джамантаускому и Шекарабулакскому рудным полям позволило подойти к решению вопроса о природе зеленокаменного изменения. Систематизация постмагматических изменений в Западных Мугоджарах намечена Г. Э. Нарвайт (1968) на основании исследований, проводившихся параллельно и при участии автора в 1965—1966 гг. Эта систематизация в общих чертах принята нами и была применена при крупномасштабном картировании метаморфических и метасоматических изменений вулканогенных пород Шекарабулакского рудного поля.

В основу указанной систематизации положены следующие признаки: устойчивые минеральные парагенезисы, их возрастные взаимоотношения и пространственное развитие. В соответствии с этим выделены типы изменений, которые образовались в определенные стадии развития постмагматических процессов:

- 1) региональный регрессивный автометаморфизм вулканогенных пород, связанный с остыванием лав в подводных условиях,
- 2) контактовый метаморфизм автометаморфизованных пород в связи с внедрением в них габбро-плагеогранитной интрузивной формации,
- 3) гидротермальный дорудный региональный метасоматизм автометаморфизованных и контактово-измененных пород,
- 4) гидротермальный синрудный околожильный метасоматизм,
- 5) гидротермальный пострудный региональный метасоматизм.

Ниже приводится краткая характеристика каждого из выделенных типов изменений.

Региональный регрессивный автометаморфизм связан предположительно с самой ранней постмагматической стадией изменения андезито-базальтовых пород в подводных условиях и протекал при постепенном понижении температуры. Регрессивный автометаморфизм выражается в замещении первичных минералов ассоциацией альбита, хлорита и кварца, иногда сопровождающейся тонкозернистыми смесями лейкоксена, эпидота, пумпеллиита. Замещение первичного андезина или лабрадора альбитом, устанавливается повсеместное. Исключительно редко отмечается плагиоклаз основнее № 5—7.

Пироксен (авгит) в автометаморфизованных породах сохраняется часто, но в ряде случаев замещается крипточешуйчатым хлоритом с кварцем. Иногда последние образуют агрегативные кварц — хлоритовые псевдоморфозы по пироксену. Вулканическое стекло в интерстициях и межминеральных промежутках замещается метаколлоидными агрегатами хлорита и кварца. Они же выполняют миндалины. Изучение пространственного размещения хлорита и кварца стадии регрессивного автометаморфизма свидетельствует о том, что они сохранились на участках, удаленных от известных месторождений и рудопроявлений, где последующие стадии изменения проявились слабо или отсутствуют совсем.

Хлорит (x_1) образует микрочешуйчатые скопления, встречается также в виде метаколлоидных почковидных концентрически-зональных агрегатов зеленого и синевато-зеленого цвета. Крипточешуйчатый хлорит развивается в интерстициях, в миндалинах вместе с кварцем или без него. В некоторых миндалинах хлорит обнаруживает метаколлоидную структуру. Наблюдалось частичное замещение хлоритом зерен плагиоклазов и пироксенов.

Кварц ($к_1$) образует характерные метаколлоидные округлые зерна, часто обнаруживающие внутреннюю концентрически-зональную структуру с замещением одной или двух зон крипточешуйчатым хлоритом. Такие зерна обычно развиваются по периферии интерстиций и миндалин, центральная часть которых выполнена хлоритом (x_1) или более поздними гидротермальными образованиями. Реже наблюдаются агрегаты зерен метаколлоидного кварца в интерстициях по всей площади шлифа. Тонкозернистые смеси лейкоксена, эпидота и пумпеллиита часто загрязняют зерна альбитизированного плагиоклаза и выполняют промежутки между ними. Таким образом, конечными продуктами регионального автометаморфизма лавовых фаций андезито-базальтовой формации являются альбито-хлоритовые с кварцем (или без него) породы, полностью унаследовавшие структуры и текстуры первичных пород. Минеральные парагенезисы указывают на участие воды и низкую температуру процесса, который протекает с привносом натрия и выносом кальция.

Все замещения происходят без существенной миграции вещества, кроме H_2O , Na_2O и CaO .

Контактовый метаморфизм вулканогенных пород связан с внедрением в них интрузий габбо-плагногранитной формации и протекает в условиях высоких температур. Этот прогрессивный метаморфизм уже автометаморфизованных пород выражается в частичной или полной перекристаллизации, сопровождающейся изменением первичных структур, появлением экзоконтактовых такситовых структур и текстур, развитием актинолитизации, а также образованием плагноклазо-амфиболовых роговиков.

Контактовый метаморфизм, в отличие от предыдущего, проявляется локально, образуя контактовый ореол или зону экзоконтактовых изменений шириной до 1 км.

Актинолитизация выражается в замещении автометаморфизованных пород актинолитом. Замещение начинается появлением отдельных иголок актинолита в интерстициях и миндалинах, выполненных хлоритом и кварцем ранней стадии изменения. Зерна пироксена и агрегаты хлорита обрамляются радиально-лучистым игольчатым актинолитом. При дальнейшем изменении актинолит почти полностью замещает хлорит в интерстициях и миндалинах, проникает по трещинам спайности в зерна пироксена и частично замещает их, а затем образует гомосеовые псевдоморфозы по пироксену. Кварц (k_1) первой стадии изменения еще сохраняется. Иногда микроигольчатый актинолит, развиваясь в интерстициях и миндалинах, подчиняется существующим метаколлоидным структурам кварца (k_1) и хлорита (x_2).

При наиболее полной актинолитизации по основной массе, темноватым минералам, в миндалинах развиваются агрегаты шестоватого, радиально-лучистого и игольчатого актинолита, частично замещаются зерна плагноклазов и даже появляются секущие мономинеральные жилки агрегативного актинолита. В экзоконтактовой зоне плагногранит-порфиров термальный метаморфизм проявился настолько интенсивно, что альбит стал перекристаллизовываться и переотлагаться в миндалинах и жилках вместе с актинолитом, замещать в миндалинах хлорит (x_1) и, наконец, выполнять миндалины полностью. В единичных случаях отмечено переотложение апатита, который в виде коротко-призматических зерен вместе с плагноклазом выполнял миндалины с реликтами хлорита (x_1). При актинолитизации вариолитов актинолит начинает развиваться в межвариолеинвой массе и внутрь вариолей проникает редко. Конечным продуктом этой стадии изменения являются плотные массивные темно-зелено-серые апоэффузивные породы, состоящие из плагноклазов и актинолита с магнетитом, сфеном, апатитом, реликтовыми структурами андезито-базальтовых пород. Миндалины сохраняются редко. Типичные роговики с гранобластическими

структурами встречены в единичных случаях, хотя их локальное проявление в подобных условиях вполне возможно в более широких масштабах.

Экзоконтактовая такситовость выражается в появлении среди однообразных, монотонных эффузивов пятнистых и полосчатых участков с неравномерной крупнозернистой структурой, образованной плагиоклазами и актинолитом, а также в новообразовании порфиробласт актинолита и реже альбита.

Региональный дорудный гидротермальный метасоматизм проявился в образовании следующего минерального парагенезиса (в порядке распространенности): эпидот, кварц, «красноцвет»*), пренит, пумлеллит, хлорит, кальцит, гранат, альбит, сфен.

Эта устойчивая парагенетическая группа минералов распространена настолько широко, что данный вид изменения может считаться региональным явлением.

Эпидот (э) встречается в виде мелких зерен в основной массе пород, в виде гранобластовых призматически-зернистых и радиально-лучистых агрегатов, развивающихся в интерстиях, миндалинах и трещинах, в виде пятнистых скоплений, замещающих основную массу и вкрапленники, и, наконец, в виде кайм различной мощности вокруг миндалин и жилков. Нередко агрегативный эпидот полностью замещает всю породу, в которой не сохраняются даже реликты первичных структур (эпидозит). Установлено более позднее образование эпидота относительно автометаморфизованных и контактово-измененных пород. Наблюдаются реликты зерен концентрически-зонального кварца (k_1) в агрегатах эпидота, выполняющих интерстиции, замещение мелкочешуйчатого хлорита автометаморфической стадии (x_1) в интерстициях и миндалинах, замещение эпидотом лейст и зерен альбита. Кварцево-эпидотовые жилки секут антинолитизированные породы, тонкозернистые агрегаты эпидота замещают актинолит. Жилки эпидота секут миндалины, выполненные переотложенными плагиоклазами и сфеном стадии контактового метаморфизма, которые в свою очередь заместили хлорит первой стадии (x_1). Парагенетической особенностью эпидота является его постоянная пространственная связь с кварцем (k_2), с которым он выделялся, вероятно, одновременно или близодновременно. Наблюдались каймы эпидотизации вдоль жилков кварца (k_2), гранобластовые агрегаты эпидота между зернами призматического кварца в миндалинах и, наоборот, ксеноморфные зерна кварца между идиоморфными призматически-зернистыми и радиально-лучистыми кристаллами и агрегатами эпидота. Часто в жилках кварц (k_2), и эпидот (э) выделяются совместно, образуя ответвления, выполняемые то кварцем, то эпидотом.

* Здесь и далее под красноцветом понимается криптомикрочешуйчатый гематит и гидрокислы железа в смеси с кремнистым материалом.

В жилках наблюдались и довольно редкие ассоциации: эпидот + кварц + гематит + гранат + пренит + эпидот, причем эпидот предшествовал выделению граната. Еще реже в эту стадию выделялся пирит. Отмечались пересечения свежих неправильной формы зерен пирита жилками эпидота (\pm кварц, хлорит).

Кварц (k_2) встречается в виде призматически-зернистых и гранобластовых агрегатов, развивающихся в интерстициях между зернами плагиоклазов, в миндалинах и жилках. Характерно пятнистое окварцевание пород, образование метасоматических кайм и ореолов вокруг жил и миндалин, цементирование брекчий и т. д.

Кварц (k_2) часто замещает зерна пироксенов, деанортитизированных плагиоклазов, которые сохраняются как пойкилобластовые включения в кварцевом агрегате, кроме того, регенерирует кварц первой стадии (k_1) до крупных изометричных или призматических зерен, замещает мелкочешуйчатый хлорит (x_1) в интерстициях и миндалинах.

Мономинеральные жилки кварца (k_2) с гранобластовыми зернами секут актинолит стадии контактового метаморфизма, а мелкозернистый агрегативный кварц (k_2) замещает переотложенный в миндалинах плагиоклаз той же стадии. Возрастные взаимоотношения свидетельствуют об отсутствии четкого места кварца (k_2) в последовательности минералообразования. В одних случаях кварц (k_2) предшествует образованию красноцвета эпидота, кальцита (kl_1), пренита и т. д., в других — выделяется после них. Чаще всего кварц следует после красноцвета и до эпидота, пренита, кальцита.

Красноцветное изменение (кр) обусловлено появлением крипто-мелкочешуйчатого гематита и гидроокислов железа часто в смеси с крипто-зернистым кремнистым материалом, которые придают породам красноватый оттенок. «Красноцвет» наблюдается в интерстициях, в виде метасоматических ореолов различной мощности вокруг миндалин и жил, выполненных эпидотом, кварцем, пренитом, пумпеллитом, а также в виде гнезд, жилок, цемента брекчий и т. п. Судя по постоянной парагенетической ассоциации с перечисленными минералами, красноцветное изменение пород связано со стадией регионального дорудного гидротермального метасоматоза и развивается преимущественно на его ранних этапах.

Пренит представлен, главным образом, радиально-лучистыми и мелкочешуйчатыми агрегатами, реже — гранобластовыми агрегатами и таблитчатыми зернами. Начальные стадии пренитизации выразились в появлении тонких иголочек пренита в хлорите (x_1) интерстиций и миндалин и псевдоморфном замещении агрегативным пренитом кварца (k_1). Жилки пренита секут зерна актинолита. Встречаются псевдоморфозы пренита по плагиоклазам и пироксенам. В подавляющем большинстве случаев пренит выделяется позже красноцвета, кварца (k_2), эпидота.

Пумпеллиит встречается в виде тонких игольчатых кристаллов, иногда образующих радикально лучистые сростки и тонкозернистые бурые агрегаты. Замещает плагиоклазы и пироксены, хлорит (x_1) и кварц (k_1) стадии регионального автометаморфизма, актинолит. Распространение его ограничено.

Хлорит (x_2) отличается от хлорита ранней стадии (x_1) более крупной зернистостью, более густой окраской, появлением червеобразных форм и постоянной пространственной и возрастной связью с пренитом, кварцем (k_2), эпидотом, кальцитом (kl_2).

Кроме указанных минералов, в связи с описываемым минеральным парагенезисом отмечались также сфен, гранат, альбит.

Таким образом, особенностью минералообразования стадии регионального дорудного гидротермального метасоматоза является тесная парагенетическая связь эпидота, кварца, пренита, кальцита, пумпеллиита и закономерное метасоматическое замещение ими автометаморфизованных и контактово измененных пород. Судя по минеральным ассоциациям, в эту стадию проявился известково-кремнекислый метасоматоз в условиях умеренных температур, высокого окислительного потенциала с выносом натрия и полной инертностью железа и магнезии.

Гидротермальный синрудный метасоматизм проявился в формировании устойчивой парагенетической ассоциации, имеющей характер среднетемпературной пропилитизации: пирит, хлорит (x_3), кварц (k_3), иногда сопровождаемые эпидотом ($э_2$) и кальцитом (kl_2). Околорудные пропилитовые изменения накладываются на все предыдущие стадии, сопровождают оруденение и предшествуют образованию пострудных изменений.

Кварц (k_3) в виде призматически-зернистых и гранобластических агрегатов в ассоциации с хлоритом (x_3) и пиритом встречается в секущих жижках, миндалинах, метасоматически замещает всю массу породы по интерстициям и т. д. Кварц (k_3) регенерирует метаколлоидный кварц (k_1), замещает тонкочешуйчатый хлорит (x_1). развивается по деанортитированным плагиоклазам, выполняет вместе с хлоритом (x_3) и пиритом трещины, миндалины и интерстиции, гранобластовые и гребенчатые агрегаты кварца (k_3) цементируют тектонические брекчии, развитые по породам, которые претерпели региональный дорудный гидротермальный метасоматизм.

Хлорит (x_3) мало отличается от хлорита (x_2) и выделяется по устойчивой ассоциации с кварцем (k_3) и пиритом, выполняя вместе с ними жилки, миндалины, слагая цемент брекчий и т. д. Наблюдалась перекристаллизация метаколлоидного хлорита (x_1) в хлорит (x_3) в обломках брекчий. Вместе с кварцем (k_3) он замещает актинолит и псевдоморфозы актинолита по пироксену, развивается по переотложенному в стадию контактового

метаморфизма вместе с актинолитом плагиоклазу. Чаще всего встречается в виде червеобразных, розетковидных, веерообразных и радиально-лучистых агрегатов вместе с кварцем (k_3) в интерстициях, миндалинах и жилках.

Пирит обычно встречается в виде рассеянных и сгруппированных вкрапленных полигональных зерен и кубических кристаллов размером до 1 мм в основной массе эффузивов, в жилках с кварцем (k_3) и хлоритом (x_3), реже в виде мономинеральных секущих жилков в интенсивно хлоритизированных и окварцованных породах. Отмечена тенденция пирита образовывать кучные скопления вокруг миндалин и жилков, выполненных кварцем (k_3).

Кроме того, в эту стадию, по-видимому, благодаря интенсивности процесса, местами переотлагались некоторые породообразующие минералы и продукты дорудных стадий метасоматизма — плагиоклаз, апатит, сфен, рутил, актинолит, эпидот, которые отмечались в тесной ассоциации с пиритом, кварцем (k_3) и хлоритом (x_3).

Окварцевание, хлоритизация и пиритизация этой стадии образуют четкие метасоматические ореолы вокруг рудных тел (халькопирит, пирит, борнит, золото), контролируются теми же рудолокализирующими структурными элементами и имеют локальное развитие.

Ореолы интенсивных изменений синрудной стадии представляют безусловный интерес для конкретизации направления поисковых работ.

Региональный пострудный гидротермальный метасоматизм проявился на заключительных этапах гидротермальной деятельности и выразился в замещении всех предшествующих постмагматических минеральных ассоциаций кальцитом (kl_3) и цеолитами, реже кварцем (k_4).

Кальцит (kl_3) чаще всего отмечается в виде мелкозернистых агрегатов, неравномерно пропитывающих всю массу породы, в виде жилков с поперечно-волокнутой структурой и идиоморфных пластинчатых зерен в миндалинах. Кальцит псевдоморфно замещает пироксен, развивается по плагиоклазам, вместе с кварцем (k_4) замещает хлорит (x_1) и кварц (k_1), в интерстициях замещает актинолит. Идиоморфный пластинчатый кальцит цементирует зерна кварца (k_2) и эпидота; мономинеральные жилки кальцита секут жилки пренита, кварца (k_2), эпидота, кварца (k_3) с хлоритом (x_3) и пиритом.

Цеолиты встречены в виде тонких прожилков бледно-розового цвета, в цементе брекчий, в миндалинах вместе с кальцитом (kl_2) и кварцем (k_4) или без них.

Минеральный парагенезис стадии регионального пострудного гидротермального метасоматоза свидетельствует о низко-

температурности процесса, щелочном или слабо щелочном характере углекислых растворов и высоком окислительном потенциале среды.

ВЫВОДЫ

1. Пять стадий (типов) постмагматических изменений вулканогенных пород андезито-базальтовой формации выделены на основании минерального парагенезиса, возрастных взаимоотношений и пространственного развития.

2. Зеленокаменное перерождение пород, обусловленное развитием хлорита, актинолита, эпидота, пумполлиита, пренита, карбонатов, является результатом нескольких генетически различных процессов, зафиксированных в последовательном наложении друг на друга продуктов различных видов метаморфизма — регионального регрессивного автометаморфизма, контактового метаморфизма и регионального гидротермального околотрещинного метасоматизма.

3. Медноколчеданные руды сопровождаются интенсивной хлоризацией (x_3) и пиритизацией, в меньшей степени — окварцеванием (k_3). Рудопроявления золота сопровождаются интенсивным окварцеванием (k_3) и пиритизацией, в меньшей степени — хлоритизацией. Эти признаки, наряду с другими благоприятными предпосылками, могут служить дополнительными критериями при металлогенических исследованиях рудных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белецкий Ю. С. К петрохимии излившихся пород южной части Магнитогорского мегасиклинория. — Материалы Харьк. отдела Географ. о-ва Украины. Харьков, Изд.-во Харьк. ун-та, 1968, с. 48—50.
2. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Л., Изд.-во Ленингр. ун-та, 1959. 160 с.
3. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Под ред. Е. Т. Шаталова. М., 1965, с. 150—158.
4. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. — Материалы для геологии России, 1877, № 7.
5. Нарвайт Г. Э. Новые данные по метаморфизму Западных Мугоджар. «Вестн. АН КазССР», 1968, № 9, с. 5—15.

УДК [550. 42:591. 471. 24]:551. 791 (477. 7)

Г. А. СМЫСЛОВ

К СОПОСТАВЛЕНИЮ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РАКОВИН ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОЛЛЮСКОВ ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Предыдущими исследованиями [1, 2] выявлено распределение микроэлементов в раковинах морских, пресноводных и на-

Отряд	Вид	Mg	Sr	Минеральный состав		Возраст	Местонахождение (разрез, слой)
				3	4		
1	Ostrea edulis	0,7	0,085	Кальцит + арагонит	6	Q _{2tb1} Q _{2kg1}	Тобечикский, 2 Эльтигенский, 1
	Modiolus adriaticus	0,32	0,11				
Cyrtozontida	Mytilaster lineatus	0,69	0,5	Кальцит + арагонит	Q _{2kg1}	»	»
	Arca barbata	0,08	0,64				
Pectinida	Chlamys glabra	0,39	0,0045	Кальцит	Q _{2kg1}	Чокракский, 12	
Actinodontida	Gastrochoenia	0,18	2,3	Арагонит	Q _{2kg1}	Эльтигенский, 1	
	Corbicula fluminalis	0,025	1,05	Арагонит	Q _{2uz2}	Чокракский, VII	
	Solen vagina	0,05	0,9		Q _{2tb1}	Тобичикский, 3—4	
	Acartocardium paucicostatum	0,072	0,86				
	Raphia senescens	0,052	0,85		Q _{2tg1}	Эльтигенский, Ia	
	Cardium edule	0,03	0,8				
	Cerastoderma glaucum	0,044	0,7		Q _{2tb1}	Тобичикский, 1	
	Spisula subtruncata	0,069	0,64				
	Chione gallina	0,076	0,55		Q ₄	Черное море, КМ-2, гл. 170—180	
	Irus irus	0,065	0,58				
Petricola	Petricola	0,060	0,50	Арагонит	Q _{3sg1} Q ₄	Эльтигенский, Iв Керченский пролив, скв. 312	

1	2	3	4	5	6	7
	<i>Gastrana fragilis</i>	0,054	0,49		$Q_2k\bar{g}_1$	Эльтигенский, 1в
	<i>Chama griphoides</i>	0,074	0,48		$Q_2k\bar{g}_1$	Эльтигенский, 1
	<i>Dreissena polymorpha</i>	0,065	0,46		Q_4	Керченский пролив, скв. 259, 312
Venerida	<i>Parvicardium exiguum</i>	0,058	0,4		$Q_2k\bar{g}_1$	Эльтигенский, 1
	<i>Monodacna caspia</i>	0,065	0,4		Q_4	Керченский пролив, скв. 259, 312
	<i>Corbula gibba</i>	0,07	0,4		$Q_2k\bar{g}_1$	Тоблицкий, 18, 19
	<i>Pholas candidus</i>	0,063	0,35		$Q_2k\bar{g}_1$	Эльтигенский, 1
	<i>Gafrarium minimum</i>	0,063	0,4	Кальцит+	$Q_2k\bar{g}_1$	
Astartida	<i>Loripes lacteus</i>	0,065	0,33	арагонит	$Q_2k\bar{g}_1$	Эльтигенский, 1
Neogastropoda	<i>Nassarius reticulatus</i>	0,055	0,85	Арагонит	$Q_2k\bar{g}_1$	Чокракский, 23
Archeogastropoda	<i>Gibbula maga maga</i>	0,065	0,5	Арагонит	$Q_2k\bar{g}_1$	Эльтигенский, 1
Archeogastropoda	<i>Diodora crassa</i>	0,064	0,4	Арагонит	$Q_3s\bar{g}_1$	Чокракский, 8
Mesogastropoda	<i>Cerithium</i> sp.	0,05	0,29	Арагонит		мыс Зюк, бухта Рифовая, 6
	<i>Caliptrea chinensis</i>	0,063	0,58	Арагонит+ кальцит		Эльтигенский, 1
Pulmonata	<i>Helicella dejecta</i>	0,26	0,73	Арагонит+ кальцит		Чокракский, 2—3

Примечания. $d_{\text{окт}} = 3,02; 2,48 - K$ — кальцит;
 $d_{\text{нт}} = 3,38; 3,26 - A$ — арагонит;
 $d_{\text{нт}} = 3,02; 2, 69; 2,48; 2,27 - K + A$ — кальцит + арагонит.

земных плейстоценовых моллюсков Азово-Черноморского бассейна. Поскольку известно [4, 5], что содержание ряда микроэлементов определяется минеральной характеристикой скелета, была предпринята попытка комплексного исследования раковин указанных моллюсков.

Методика исследования. С помощью спектрального анализа на спектрографе ИСП-28 по методике [2] выявлены содержания Mg и Sr в раковинах моллюсков. Для определения минерального состава раковин было отобрано 32 вида моллюсков, наиболее многочисленных в разрезах плейстоцена и голоцена. Раковины подвергли рентгеновскому анализу на дифрактометре УРС-50 ИМ с помощью железного анода (длина волны λ_{hkl} , 1,93728; 1,75653 Å). Съемка осуществлялась без β -фильтра, т. е. $Fe_{\alpha+\beta}$.

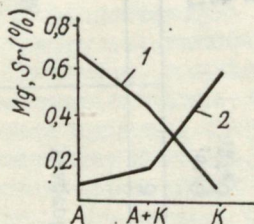


Рис. 1. График изменения средних содержаний Sr (1) и Mg (2) в раковинах моллюсков с различным минеральным составом: А — арагонит; А+К — арагонит+кальцит; К — кальцит.

Скорость записи 1° в минуту (углы θ), отсечка углов θ через $0,5^\circ$. Напряжение на трубке 35 кВ, анодный ток 4 мА, прибор выверен по кварцу и съемкой х. ч. NaCl. При расшифровке дифрактограмм наиболее интенсивный рефлекс был принят за 100 и по отношению к нему вычислена интенсивность других рефлексов. В связи с тем что основной задачей явилось уста-

новление фаз магнийсодержащих минералов, рентгенокопия осуществлялась в интервале углов $\theta = 12+35^\circ$ (межплоскостные расстояния 4,6589—1,68877 Å), где располагаются наиболее интенсивные линии кальцита, арагонита, фатерита, а также доломита и магнезита, присутствие которых в составе вещества раковин моллюсков можно предположить.

Основные результаты исследований сведены в таблицу, анализ которой позволяет сделать следующие выводы.

1. Среди двустворчатых моллюсков представители отрядов Pectinida и Cyrtodontida характеризуются преимущественно кальцитовой и кальцит-арагонитовой раковиной, а отряды Actinodontida, Venerida и Astartida — арагонитовой раковиной.

2. Среди брюхоногих моллюсков преобладают арагонитовые формы, а чисто кальцитовые отсутствуют.

3. Подтверждена установленная ранее [5] зависимость содержания Mg и Sr от минеральной характеристики скелета моллюсков (рисунок).

4. Некоторые моллюски характеризуются аномальным распределением Mg и Sr. В частности, в мелких арагонитовых ра-

ковинах *Gastrochoenia* содержится наибольшее количество Sr, а количество Mg такое же, как и у кальцит-агонитовых форм.

Обсуждение результатов

1. Комплексное исследование не подтверждает широко распространенного мнения о неустойчивости арагонитовой фазы скелета [4], так как все исследованные моллюски имеют первичный минеральный состав.

2. Накопление Mg и Sr в изученных раковинах, по-видимому, определялось не только минеральной фазой. Аномально высокие содержания Mg у *Castrochoenia* может быть объяснено спецификой органической фазы скелета или особенностью процесса метаболизма.

Автор выражает благодарность асп. Фан Ван Ану за помощь в проведении рентгеновского анализа, а проф. Г. В. Карповой и доц. Ю. И. Кацу — за консультации и обсуждение результатов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кац Ю. И., Смыслов Г. А. Некоторые закономерности биогенного накопления Mg и Sr и история Азово-Черноморского бассейна в плейстоцене.—«Вестн. Харьк. ун-та. Геология и география», 1976, № 121, вып. 7, с. 19—23.
2. Лапчинская Л. В. К вопросу о биогеохимических исследованиях раковин позднемиоценовых брахиопод.—«Вестн. Харьк. ун-та. Сер. геол.», 1970, № 55, вып. 1, с. 62—76.
3. Смыслов Г. А. К вопросу о химическом элементарном составе раковин современных и ископаемых четвертичных моллюсков Азово-Черноморского бассейна.—«Вестн. Харьк. ун-та. Геология и география», 1975, № 120, вып. 6, с. 51—58.
4. Султанов К. М., Исаев С. А. Палеобиогеохимические исследования моллюсков верхнего плиоцена Восточного Азербайджана и современного Каспия. Баку, Азгосиздат, 1971. 137 с.
5. Turckian K. K. and Armstrong R. L. Magnesium, strontium and barium concentrations and calcium-aragonite ratios of recent molluscan shells.—*J. Marine Res.*, 1960, vol. 18, pp. 133—151.

УДК 551.351.3(262.5)

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

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВО ВРЕМЯ ЧЕТВЕРТОГО ЧЕРНОМОРСКОГО РЕЙСА СУДНА «АКАДЕМИК ВАВИЛОВ»

В мае-июне 1975 года состоялся четвертый рейс по Черному морю научно-исследовательского судна Южного отделения института океанологии АН СССР «Академик Вавилов». Руководил рейсом канд. геол.-минерал. наук К. М. Шимкус, автор

был приглашен в качестве литолога и специалиста по нанопланктону, в соответствии с договором о научно-техническом сотрудничестве, заключенном между ЮОИО АН СССР и Харьковским университетом.

В программу работ входил отбор проб илов трубками и дночерпателем в глубоководных частях Черного моря, а также драгирование коренных пород на материковых его склонах.

Во всех образцах илов, поднятых с глубин 2000—2200 м, обнаружены прослой известковых осадков, практически полностью слагаемые кокколитами и их фрагментами. Мощность этих прослоев — от нескольких сантиметров до миллиметра и менее. Они достаточно четко выделяются на фоне обогащенного органикой и тонкодисперсными сульфидами железа темно-серого слабо карбонатного ила. Характерной особенностью прослоев кокколитовых илов является то, что они почти полностью сложены кокколитами одного вида — *Emiliana huxleyi* (Lohmann), живущего ныне в Черном море и хорошо переносящего колебания солености. Местами встречены редкие пенталиты *Braugodospaera bigelowi* (Gran et Braugod) и еще более редкие *Coccolithus* sp.

На южном континентальном склоне в районе Синопа с помощью драг были подняты образцы уплотненного известково-глинистого ила, обильно содержащие нанофоссилии, вследствие чего они могут быть названы глинисто-кокколитовыми илами. В составе комплексов нанофлоры характерно преобладание переотложенных палеогеновых кокколитов и дискоастеров (особенно эоценовых видов). Экземпляры неогеновых и плейстоценовых форм редки, на основании чего возраст илов можно определить как позднеплейстоценовый. В некоторых пробах встречены обломки вулканических туфов и туфогенных пород. На синопском полигоне также был поднят обломок мелоподобной породы, содержащей комплекс кокколитов позднемелового возраста: *Watznaueria barnesae* (Black), *Cribrosphaerella ehgenbergi* (Ark.), *Prediscosphaera cretacea* (Ark.) и др. Подобный обломок известковой породы с комплексом только позднемеловых кокколитов был поднят с материкового склона Крыма (к ЮЗ от мыса Сарыч). Меловые кокколиты были встречены и в пробах, поднятых драгами со склона в районе Алушты-Рыбачьего. Эти находки могут быть объяснены выходами меловых отложений на дне Черного моря, что представляет значительный интерес.

Заслуживают внимания и дальнейшего изучения также своеобразные стяжения, встреченные в районе Алушты-Рыбачьего, очень напоминающие конкреции, но оказавшиеся почти чисто кальцитовыми водорослевыми постройками.

РЕЗЕРВЫ КАЛИЯ В СОЛОНЦАХ ЮГА УКРАИНЫ ПО МИНЕРАЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Минералы являются одним из основных источников зольных питательных элементов для растений; в их состав входят фосфор, калий, магний, кальций, железо, сера, микроэлементы. Калий обычно содержится в количествах больших, чем другие минеральные питательные вещества, извлекаемые из почвы, за исключением азота. В настоящем сообщении приводятся данные о резервах калия в солонцах юга Украины (в пределах Причерноморской впадины, Степного Крыма и Керченского п-ва), полученные в результате изучения минералогического состава крупных и высокодисперсных минералов. Разделение калия на резервы основано, во-первых, на положении его в твердой фазе, растворе; во-вторых, на дисперсности почв и минералов. Наиболее подвижен и доступен калий растворимых солей: KCl , KNO_3 , $KHCO_3$ и т. д. Более прочно связанным, но также усвояемым является калий поглощающего комплекса. Далее по доступности калия следуют минералы с набухающей решеткой. Например, в монтмориллоните при увлажнении межслоевое пространство увеличивается и в нем могут поместиться различные катионы, в том числе калий и вода. Естественно, что в данном случае калий переходит в раствор труднее, чем с внешней поверхности минералов. Еще более прочно связан калий в слюдах и гидрослюдах. В этих минералах он занимает позиции между слоями тетраэдров, как в монтмориллоните. Но так как первые минералы имеют ненабухающую решетку, а монтмориллонит набухающую, в слюдах и гидрослюдах калий связан прочнее. Наиболее прочны связи калия в минералах с каркасной решеткой (полевые шпаты). Общее количество калия в полевом шпате примерно такое же, как в слюдах, но каркасная решетка труднее поддается разрушению, а слоистая у слюд и гидрослюдов в одном направлении разрушается легко, поэтому в полевых шпатах калий связан прочнее, чем в слюдах. Независимо от того, в каком минерале находится калий, прочность его связи зависит от дисперсности: чем она больше, тем больше обменного калия, так как при дроблении он переходит из решетки на поверхность и становится обменным.

Описанная схема расположения калия в минералах и почве является теоретическим обоснованием распределения калия по резервам. В табл. 1 представлена схема резервов калия с учетом полученных данных о минералогическом составе как крупных, так и высокодисперсных минералов солонцов. Весь запас питательных элементов мы называем (по Горбунову, 1969) общим резервом, во фракции < 1 мк — ближним резервом, в агро-

Классификация общего резерва зольных элементов в солонцах юга Украины

Непосредственный резерв	Ближний резерв	Потенциальный резерв*
I группа	I группа	I группа
Растворимые соли, обменные катионы и анионы, одноосновные фосфаты	Межслоевые катионы минералов с лабильной решеткой (монтмориллонит, вермикулит, смешаннослоистые гидрослюдамонтмориллонит); часть фосфорорганических соединений, трифосфаты кальция, магния	Микроклин, ортоклаз, роговые обманки, биотит, крупнозернистый мусковит, глауконит
II группа	II группа	II группа

Обменные катионы. Минералы — соли: кальцит, двухосновные фосфаты Са, Mg; фосфор, поглощенный на поверхности минералов.

Межслоевые катионы минералов со стабильной решеткой (гидрослюда, хлорит, смешаннослоистые гидрослюдахлорит). Трифосфаты Fe, Al, часть фосфоорганических соединений

Плагиоклазы, циркон, апатит, рутил, дистен, силлиманит, турмалин, гранат, ставролит, эпидот, цоизит, клиноцоизит

Примечание. Фракция 0,1—0,01 мм те же минералы, но в значительно больших количествах, как правило более выветренные.

химической вытяжке (подвижные формы) — непосредственным резервом, во фракции $> 1 \mu\text{к}$ — потенциальным резервом. К непосредственному резерву относится водорастворимый и обменный калий (табл. 1). Этот резерв разделен на две группы. К первой мы отнесли калий набухающих минералов (монтмориллониты, вермикулиты, смешаннослоистые разбухающие гидрослюдамонтмориллониты и т. д.), ко второй — ненабухающие гидрослюда, гидрослюдахлориты и т. д. Потенциальный резерв калия связан с полевыми шпатами, с грубодисперсными слюдами и другими минералами крупных фракций (табл. 1).

Общий резерв K_2O в исследуемых почвах довольно высок и достигает 2630 мг K_2O на 100 г почвы (табл. 2). Значительные запасы калия в ближнем резерве (от 630 до 1727 мг K_2O на 100 г почвы) определяются составом глинистых минералов. В составе илистой фракции солонцов, сформировавшихся на лессовидных суглинках и глинах, в большом количестве обнаруже-

Содержание K_2O в солонцах и распределение его запасов по резервам

Почва	Глубина, см	Резервы K_2O , мг/100г				Содержание K_2O в почве
		непосредственный	ближний	потенциальный	общий	
Солонец степной (Аскания-Нова)	01—0	21,2	630	1578	2230	2,23
	16—27	42,7	1653	784	2480	2,48
	51—61	17,9	911	861	1790	1,79
	150—160	20,7	889	1410	2320	2,32
Солонец луговой (с. Лиманское)	0—10	24,4	685	580	1290	1,29
	35—45	24,5	1218	847	2090	2,09
	50—60	17,9	887	895	1800	1,80
	85—95	13,2	734	1073	1820	1,82
Солонец степной (с. Карпова Балка)	0—10	89,3	776	1415	2280	2,28
	19—34	48,9	1727	594	2370	2,37
	55—65	20,7	1086	1003	2110	2,11
	83—93	24,4	746	1119	1890	1,89
Солонец луговой (с. Зеленая роща)	0—10	72,8	814	1563	2450	2,45
	20—33	46,5	1522	1061	2630	2,63
	80—90	11,3	964	794	1770	1,77
	130—140	19,3	894	1136	2050	2,05
Солонец степной на сарматской глине (Керченский п-ов)	0—7	75,2	750	925	1750	1,75
	20—46	53,1	1295	512	1860	1,86
	65—75	22,1	—	—	1230	1,23
	120—130	54,5	1287	898	2240	2,24

ны гидрослюды, особенно в элювиальном горизонте, что и определяет значительные запасы калия в ближнем резерве. Резко отличается от солонцов на лессах (в минералогическом отношении) солонец степной, оформившийся на сарматских глинах, где содержание монтмориллонита достигает 65—80% (Андриенко, 1975). Валовое содержание K_2O в солонце на сарматских глинах не превышает 1,8—2,2%, тогда как в солонцах на лессах колеблется в пределах 2,5—3,4%. Уменьшение валового калия в солонце на сарматских глинах объясняется бедностью глинистых минералов гидрослюдами, которые содержат до 6% калия. В связи с этим ближний резерв K_2O в солонце на сарматской глине снижается до 750—1295 мг K_2O на 100 г почвы.

Первичные минералы (полевые шпаты, крупнозернистый мусковит, глауконит и т. д.) определяют запасы калия в потенциальном резерве (труднодоступные формы). Наибольшие запасы K_2O потенциального резерва обнаружены в элювиальном горизонте солонцов, обогащенных фракциями 0,1—0,01 мм, где концентрируются крупнообломочные калийсодержащие минералы. Минимальное содержание K_2O потенциального резерва отмечается в солонце степном на сарматских глинах, в которых фракция 0,1—0,01 мм достигает 7%, в то время как в солонцах на лессовидных суглинках и глинах — 54%. Как видим, рас-

пределение ближнего и потенциального резервов K_2O во многом зависит от минералогического и механического состава почв. При увеличении в солонцах количества глинистых минералов возрастает содержание K_2O ближнего резерва; в то же время гидрослюдистый или монтмориллонитовый состав ила (речь идет о доминирующих минералах) определяет увеличение или уменьшение запасов ближнего резерва калия.

Как упоминалось, наиболее доступным является калий растворимых солей, извлекаемый из почвы с помощью агрохимических вытяжек (непосредственный резерв). В исследуемых почвах содержание легкодоступного калия колеблется в пределах 21,2—89,3 мг K_2O на 100 г почвы, а максимум приурочен к элювиальным горизонтам. Из этого следует, что солонцы юга Украины богаты легкодоступным калием. По шкале Масловой они относятся к почвам с высоким и очень высоким содержанием калия. Значительные запасы K_2O в общем, ближнем, непосредственном и потенциальном резервах свидетельствуют об обеспеченности солонцов калием не только в настоящее время, но и в перспективе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ковалев П. В., Андриенко Б. Б. Минералогический состав высокодисперсной части степных солонцов, сформировавшихся на разных породах.— «Геология и география», 1976, вып. 7, с. 28—31.
2. Андриенко Б. Б. Минералогический состав некоторых солонцов юга Украины.— «Агрохимия и почвоведение», 1976, вып. 9, с. 45—51.
3. Горбунов Н. И. Минералы как источники общих, непосредственных и потенциальных резервов зольных элементов.— «Агрохимия», 1969, вып. 9, с. 85—89.

УДК 556.3.06:519(477.54+470.325)

К. А. НЕМЕЦ

**МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОСТРОЕНИЯ СТАТИСТИЧЕСКОЙ
МОДЕЛИ ВОДООБИЛЬНОСТИ МЕЛО-МЕРГЕЛЬНОГО
ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА**

Мело-мергельный водоносный горизонт, имеющий широкое развитие в районе исследований — верхней части бассейна р. Северский Донец — и содержащий воды трещинно-карстового типа, характеризуются изменчивыми в плане и в разрезе фильтрационными свойствами и водообильностью. Это создает затруднения при выборе перспективных участков разведки и строительства водозаборов, проектировании и строительстве гидротехнических и инженерных сооружений, а также при прогнозировании водопритоков в горные выработки, распространения загрязнения и т. д. Оценку фильтрационных свойств и водообильности водоносного горизонта с определенной точностью можно получить с помощью методов математического моделирования, которые позволяют учесть максимум доступной информации по всему району исследований и выявить объективные закономерности изменения гидрогеологических параметров [2, 4, 5, 6, 10]. Рассмотрим, в частности, построение модели водообильности мело-мергельного водоносного горизонта.

Конкретной оценкой водообильности является удельный дебит совершенной гидрогеологической скважины q . Его величина определяется взаимодействием многих факторов, которые можно разделить на 4 группы.

1. Геологические факторы, определяющие коллекторские свойства водосодержащих пород: литологический состав пород, условия образования и развития трещиноватости, густота и раскрытость трещин и т. д.

2. Гидротехнические факторы, определяющие условия питания и разгрузки исследуемого водоносного горизонта, характер взаимосвязи с другими водоносными горизонтами, поверхностными водами и т. д.

3. Факторы, определяющие особенности движения воды в трещинах и карстовых пустотах: извилистость трещин, шероховатость их стенок и т. д.

4. Факторы, вызывающие неточность количественной оценки q : субъективные ошибки при измерении дебита скважин и понижений динамического уровня, различия в способах измерения дебита, конструктивные особенности опробованных скважин и пр.

Величина q — аддитивная, т. е. ее можно представить в виде суммы двух составляющих, одна из которых — закономерная (трендовая) — является реализацией стационарного поля водообильности, а другая — случайная — результат совместного воздействия всех перечисленных факторов, которые в каждом конкретном случае сочетаются случайным образом. Поэтому, в общем, величина q имеет случайный характер.

Этот вывод принципиально важен при выборе математического аппарата для построения математической модели. Применение детерминированных зависимостей, не учитывающих вероятностного характера величины q , может привести к значительным ошибкам. Поэтому в данном случае, предпочтение следует отдать статистическим методам, применимым для исследования случайных величин [2, 5, 9 и др.].

Надежность результатов статистического анализа зависит прежде всего от стохастической независимости исходных данных [3, 6]. Если рассматривать водообильность водоносного горизонта в пределах района исследований как генеральную совокупность, то все единичные определения удельного дебита скважин q составляют случайную бесповторную выборку из нее. Иначе говоря, принципиально имеющиеся значения q стохастически зависимы. Однако объем генеральной совокупности значительно больше объема выборки, поэтому ее можно рассматривать как бесконечную. В таком случае справедливо предположение о стохастической независимости выборочных значений величины q [3].

Построение статистической модели целесообразно производить в несколько этапов [4, 5, 10]. На первом выполняют подготовительные работы: производят очищение и отбраковку исходных данных, выбирают конечное число факторов для анализа, определяют и формируют основные понятия и предполагаемые зависимости. На втором этапе исследуют эмпирические зависимости величины q от анализируемых факторов в отдельности. На третьем этапе находят зависимость величины q от их совместного действия. В результате получают основное уравнение статистической модели, по которому можно приближенно оценивать водообильность водоносного горизонта с учетом контролируемых факторов.

Точность статистического прогнозирования повышается при увеличении количества контролируемых факторов. Особенно важным и необходимым представляется учет признаков, имеющих количественную оценку, так как они могут использоваться непосредственно в анализе. Однако не все факторы можно оценить количественно, что значительно усложняет построение модели. Чтобы предотвратить потери информации, исходные данные (количественные) группируют по качественным признакам, и статистический анализ выполняют внутри групп.

Рассмотрим факторы, описанные выше, с точки зрения возможности учета их при построении модели.

Учет геологических факторов основан, прежде всего, на представлениях об особенностях развития гипергенной трещиноватости в речных долинах. Многочисленными исследованиями доказано, что водопроницаемость трещиноватых меломергельных пород зависит от мощности перекрывающих отложений h и расстояния от ближайшего базиса дренирования — постоянного поверхностного водотока l . Механизм этих зависимостей описан в литературе [1, 7, 8 и др.]. Оба фактора имеют количественную оценку. Определенный интерес представляет литологический фактор, оцениваемый качественно. Критерием выделения групп «мел» и «мергель» является преобладание этих пород в разрезе скважин. Для более полного использования геологической информации введена сложная переменная M — отношение мощности сравнительно водопроницаемых пород, залегающих выше водоносного горизонта, к общей мощности перекрывающих отложений. Она приближенно отражает водопроницаемость перекрывающих отложений и характеризует, в частности, условия инфильтрационного питания водоносного горизонта (при $M=1$ питание наибольшее, при $M=0$ — наименьшее).

Учет гидрогеологических факторов более сложен, так как лишь глубина залегания установившегося уровня H имеет количественную оценку. Фактор питания на данной стадии исследований может быть учтен качественно на основе геоморфологической информации. По характерным условиям питания водоносного горизонта условно выделяются три комплексных геоморфологических элемента: 1 — пойма и боровая терраса; 2 — четвертичные лессовые террасы; 3 — плиоценовые террасы, плато и склоны. Очевидно, наиболее благоприятны условия питания в пойме и в пределах боровой террасы, менее благоприятны — на участках четвертичных террас (по мере увеличения количества горизонтов лесса — ухудшаются) и наименее благоприятны — в пределах развития плиоценовых террас с горизонтом красных глин. Кроме того, в пределах 3-го геоморфологического элемента выделены по тому же критерию левобережный и правобережный участки. Гидродинамический режим водоносного горизонта оценивается с помощью сложной переменной R — отношения глубины залегания установившегося уровня подземных вод H к глубине залегания водовмещающих пород h . При $R > 1$ режим безнапорный, при $R < 1$ — напорный. Однако величина R не совсем строго характеризует гидродинамический режим водоносного горизонта.

Факторы 3-й группы ввиду полного отсутствия информации не учитываются. Действие факторов 4-й группы в статистическом анализе учитывается как случайная ошибка определения q .

Таким образом, исходя из объема имеющейся информации и характера постановки задачи, представляется возможным при построении статистической модели учесть два качественных и пять количественных факторов, которые, по-видимому, определяют основные закономерности изменения q .

Математическая обработка исходных данных и проверка модели осуществляются с помощью общеизвестных статистических методов и критериев [2, 3, 5, 6 и др.]. Применение ЭЦВМ значительно ускоряет и облегчает этот процесс. Расчеты выполняются по программам машинной обработки, приведенным в работе [4] и по программам, составленным специально для построения модели.

Проведенные автором ранее исследования и предварительные результаты анализа эмпирических зависимостей величины q от перечисленных факторов в отдельности (2-й этап) [7] показывают, что в ряде случаев эти зависимости характеризуются достаточно тесными связями — коэффициент корреляции достигает значения 0,6—0,7 (по несгруппированным данным). Это позволяет предположить, что выбор контролируемых факторов сделан правильно и предлагаемая схема построения статистической модели водообильности мело-мергельного водоносного горизонта может быть успешно реализована.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондарик Г. К. Трещины донного отпора и зона разгрузки в речных долинах.— «Разведка и охрана недр», 1959, № 10, с. 42—46.
2. Боровко Н. Н. Статистический анализ пространственных геологическо-статистических методов в геологии. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та,
3. Добрецов Н. Л., Маковская Н. С. Применение вероятностно-статистических методов в геологии. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 1967. 123 с.
4. Добрецов Н. Л., Маковская Н. С. Программы к ЭВМ для статистической обработки геологической информации. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 1972. 248 с.
5. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969. 398 с.
6. Миллер Р. А., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965. 482 с.
7. Немец К. А. Зависимость водообильности верхнемелового водоносного горизонта от глубины залегания водовмещающих пород.— «Вести. Харьк. ун-та. «Геология и география», 1976, вып. 7, с. 46—52.
8. Чернышов С. Н. О водопроницаемости трещиноватых пород в зоне разгрузки и выветривания.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, вып. 4, с. 131—132.
9. Чернышов С. Н., Аронова Л. А. Статистическое исследование водопроницаемости трещиноватых массивов.— В кн.: Математические методы в геологии. Докл. сов. геологов на МГК. М., 1968, с. 116—117.
10. Чертков Л. М. О применении математического моделирования в гидрогеологии.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Украины. Киев, 1974 с. 69—73.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ ИНТЕНСИВНОГО ВОДООБМЕНА ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ СРЕДНЕГО ДНЕПРА

Практическая возможность и целесообразность региональной оценки природных ресурсов подземных вод комплексным методом генетического расчленения гидрографа доказана работами Б. И. Куделина [5, 6], Г. А. Белявского [2], А. Е. Бабинца и Г. А. Белявского [1] по Днепроовско-Донецкой впадине, Центрально-Черноземному району, Украинскому Полесью и Украине в целом.

Наиболее экономичным методом оценки природных ресурсов подземных вод является метод расчленения гидрографа, так как его применение не требует проведения дорогостоящих гидрогеологических работ. Кроме того, данный метод позволяет оценить величину подземного стока на значительных территориях, а использование многолетних данных о речном стоке значительно повышает точность исследований и дает возможность избежать случайных ошибок. Эта методика и положена в основу подсчета природных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена Левобережья Среднего Днепра.

В соответствии с районированием территории СССР по условиям формирования подземного стока, проведенным Б. И. Куделиным [5], исследуемая территория находится в пределах II мегарегиона — Восточно-Европейской платформы. По принадлежности территории к определенным бассейнам стока Б. И. Куделин выделял более дробные таксономические единицы — регионы, которые в свою очередь, в зависимости от принадлежности к тому или иному крупному речному бассейну, подразделялись на районы. В частности, Левобережье Среднего Днепра было отнесено этим автором к Днепроовскому району.

Более дробное районирование территории Украины проведено А. Е. Бабинцом и Г. А. Белявским [1], которые, выделяя наиболее крупные структурные элементы — зоны, — исходили из физико-географического районирования территории Украины, согласно которому описываемая территория относится к лесостепной и частично к степной зонам. Выделение регионов названные авторы осуществляли отталкиваясь от преобладающего типа режима подземного стока. В каждой из зон в зависимости от условий взаимосвязи подземных и поверхностных вод может быть от одного до трех регионов — с нисходящим, восходящим и смешанным режимом подземного стока. Особенности геологического строения легли в основу выделения наиболее мелких таксономических единиц — районов. В соответствии с этим территория Левобережья Среднего Днепра авторами подразделена на два района.

При крупномасштабном картировании естественных ресурсов такое районирование не может удовлетворять требованиям, поэтому на основе общего районирования Украины, выполненного А. Е. Бабинцом и Г. А. Белявским, нами проведено выделение более дробных таксономических единиц. Следует отметить, что в пределах территории исследований по условиям формирования подземного стока мы выделяем не два, как указанные авторы, а три региона.

Первый регион охватывает наиболее пониженную в орографическом отношении территорию. Сюда относятся долина Днестра, а также низовья его левых притоков (Сулы, Псла, Ворсклы, Орели), имеющие наиболее низкие абсолютные отметки — от 80—90 до 100—120 м. Глубины эрозионных врезов здесь также минимальные и находятся в пределах 0—20 м, редко достигая значений 20—30 м. Для подземных вод данного региона характерен подпорный тип режима и поэтому все гидрографы рек расчленили, исключая подземный сток из общего речного в периоды половодий и крупных паводков.

Ко второму региону отнесена Полтавская террасовая равнина со средними абсолютными отметками 160—170 м и глубиной эрозионного вреза от 30 до 70 м. Режим подземного стока в этом регионе смешанный. Гидрографы рек расчленили следующим образом: линия, ограничивающая подземный сток от поверхностного, проводилась от точки начала половодий к точке, соответствующей их окончанию.

Третий регион включает северо-восточные, наиболее возвышенные участки территории с абсолютными отметками свыше 200 м и глубиной эрозионного вреза до 100 м и более. Здесь режим подземного стока преимущественно нисходящий (водораздельный). Поэтому расчленение гидрографов осуществляли по схеме, предусматривающей увеличение объема подземного стока в периоды паводков и половодий.

Следующей таксономической единицей является район. В пределах Левобережья Среднего Днестра на основе однотипности геологического строения и гидрогеологических условий выделено шесть районов по признаку преимущественного участия в подземном питании дочетвертичных водоносных горизонтов. При выделении подрайонов учитывали неоднородность строения четвертичной толщи в ледниковой и внеледниковой зонах. Таким образом, каждый район, за исключением пятого и шестого, линией распространения ледниковых отложений разделен на два подрайона: а — распространения пород ледникового комплекса и б — преимущественного развития лессов и лессовидных суглинков вне пределов влияния днепровского оледенения.

По каждому из выделенных районов и подрайонов составлены типовые схемы дренирования (всего 20 схем), на которых показано взаимное расположение водоносных горизонтов, их

положение по отношению к урезу реки и взаимосвязь с рекой. Использование таких схем, а также карт районирования и глубин эрозионного вреза позволило обоснованно подойти к расчленению гидрографов. Всего вычерчено и проанализировано свыше 450 гидрографов по 35 водопостам.

Ниже приведена краткая характеристика условий дренирования водоносных горизонтов по каждому из выделенных районов.

Первый район находится в северо-восточной части территории исследований и охватывает верховья Псла и Ворсклы. На севере и северо-западе он ограничен Сеймом. Район расположен в пределах третьего региона, характеризующегося преимущественно нисходящим (водораздельным) типом режима и глубинами эрозионного вреза от 60—70 до 100 м и более. Речной сетью дренируются водоносные горизонты меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений. Как показали исследования, основным в формировании подземного стока является мергельно-меловой водоносный горизонт, содержащий напорно-безнапорные воды. Статические уровни, согласно данным К. Н. Варавы и Г. Н. Негоды [4], устанавливаются на глубинах от 0,7—5,0 м в понижениях рельефа до 15—21 м на возвышенных участках и водоразделах. Величины напоров, в зависимости от условий залегания водовмещающих пород, изменяются от 0 до 5—10 м. Удельные расходы скважин, эксплуатирующих данный водоносный горизонт, колеблются в широких пределах — от 0,1—0,5 до 15,0—24,0 м³/ч. Меловая толща перекрывается песчано-глинистыми образованиями сумской, каневской, бучакской свит. Однако эти отложения постепенно выклиниваются в северо-восточном направлении и поэтому приуроченные к ним подземные воды не оказывают существенного влияния на подземный сток. Каневско-бучакские породы развиты лишь в подрайоне I-а. Однако приуроченный к ним водоносный горизонт практически не изучен. Более существенное значение имеют подземные воды, содержащиеся в харьковских и полтавских отложениях. Выдержанного водоупора между данными водоносными горизонтами нет и поэтому они образуют единый водоносный комплекс, содержащий безнапорные или же слабонапорные воды. Отсутствие напора связано с тем, что харьковская и полтавская свиты полностью вскрыты эрозионной сетью. Уровни воды устанавливаются на отметках 160—180 м. Мощность обводненных пород колеблется от 10—12 до 30—40 м. Удельная производительность скважин незначительна — 0,1—0,5 м³/ч. Подземные воды четвертичных отложений в пределах обоих подрайонов имеют подчиненное значение в подземном питании рек. Наибольшей производительностью отличаются аллювиальные отложения пойм и более древних четвертичных террас. Производительность колодцев, эксплуатирующих аллювиальный водоносный горизонт, не превышает обычно 0,2—1,0 м³/ч.

Второй гидрогеологический район занимает центральную часть исследуемой территории. Его северная граница проходит по верховьям рек Ворсклы и Сулы. На западе до широты г. Лубны район ограничен р. Сулой. Южная граница проводится по линии Лубны—Миргород—В. Сорочинцы—Загруновка—Б. Будища—Кантемировка и далее на юг к правобережью р. Орели. Глубина эрозионного вреза на большей части территории района составляет 45—70 м. Режим подземного стока имеет смешанный характер — в пойме он подпорный, а гипсометрически выше — нисходящий. Питание рек осуществляется путем дренирования палеогеновых, неогеновых и четвертичных водоносных горизонтов. По сравнению с предыдущим, во втором районе более значительную роль играют грунтовые воды аллювиальных отложений четвертичных террас, так как здесь мощность и площадь распространения аллювия существенно возрастают. Основная роль в подземном питании рек принадлежит палеоген-неогеновым водоносным горизонтам. Наиболее широко распространенным является харьковский водоносный горизонт. Пьезометрические уровни воды в скважинах устанавливаются от 90 до 120 м при глубине залегания от нескольких метров в пределах пойменной и боровой террас до 45—60 и даже 100 м на водоразделах. В долинах рек на харьковских песках залегают водоносные аллювиальные отложения и образуется единый комплекс со свободным уровнем. Дебиты скважин, в зависимости от условий залегания и литологического состава водовмещающих пород, изменяются от 1,5 до 20,0 м³/ч при средних значениях 4,0—6,0 м³/ч. Полтавский водоносный горизонт сложен мелкозернистыми песками с прослоями глин в основании и распространен на водораздельных участках. Воды напорно-безнапорные. Величина напора находится в пределах от 0 до 15,0 м при средних значениях 7—10 м. Статические уровни устанавливаются на глубинах от 30—35 до 60—65 м. Дебиты скважин изменяются от 1,0—1,5 до 10,0—15,0 м³/ч. Водоносный горизонт аллювиальных отложений неогеновых террас имеет локальное развитие. Мощность обводненных песков изменяется от 2,3—3 до 20 м. В целом данный водоносный горизонт в подземном питании рек принимает слабое участие. Четвертичные водоносные горизонты в пределах второго района приурочены к отложениям различного генезиса. Наибольшее практическое значение имеют подземные воды, содержащиеся в аллювиальных отложениях пойменной, боровой, трубежской и переяслав-черкасской террас, в пределах которых расходы скважин изменяются от 0,3 до 10,0—15,0 м³/ч при преимущественных значениях 4—6 м³/ч. Такая же производительность у колодцев и скважин, эксплуатирующих водоносный горизонт флювиогляциальных отложений проходных долин.

Третий гидрогеологический район характеризуется спорадическим распространением полтавских отложений, которые

сохранились в виде отдельных островов на наиболее возвышенных участках водоразделов, и широким развитием неогеновых террас. Глубина эрозионного вреза на большей части территории обоих подрайонов находится в пределах 45—70 м и снижается до 20—25 м в пределах четвертичных террас. Речной сетью вскрываются водоносные горизонты, приуроченные к харьковской и полтавской свитам, а аллювиальным отложениям неогеновых и четвертичных террас, к ледниковому комплексу и лессовидным суглинкам. Главными в подземном питании рек являются водоносные горизонты харьковских и неогеновых отложений. На северо-западе подрайона III-а, где харьковские пески размыты, преобладают водоносные горизонты неогеновых и четвертичных аллювиальных отложений. Полтавский водоносный горизонт в силу локального развития водовмещающих пород в пределах обоих подрайонов существенно не сказывается на формировании подземного стока.

Четвертый район расположен на юге и юго-востоке исследуемой территории. Эрозионной сетью вскрываются харьковская свита и песчано-глинистая толща неогеновых террас. В южной части района на харьковской свите залегают ниже- и среднемиоценовые мелкозернистые пески, перекрытые пестрыми глинами средне- и верхнесарматского подъярусов. Полтавские отложения в данном районе размыты полностью. Таким образом, харьковский и неогеновый водоносные горизонты являются основными в формировании подземного стока. В ряде случаев эти водоносные горизонты имеют гидравлическую связь и образуют единый комплекс. Уровни воды при этом устанавливаются на отметках 95—100 м. Производительность скважин, эксплуатирующих совместно данные водоносные горизонты, определяется условиями взаимосвязи последних, гранулометрическим составом водонасыщенных песков и изменяется от 0,9 до 10,0—12,0 м³/ч, составляя в среднем 0,7—0,8 м³/ч. При отдельной эксплуатации дебит скважин заметно изменяется. Так, при эксплуатации харьковского водоносного горизонта средний дебит скважин по району составляет 0,1—0,5 м³/ч, а для неогенового горизонта — не превышает 1,0 м³/ч. Подземные воды четвертичных отложений на большей части территории района имеют подчиненное значение в формировании подземного стока. И лишь в долине р. Днепра и приустьевых частях долин Ворсклы и Орели их роль сопоставима с ролью подземных вод харьковской свиты. Значительную роль подземные воды четвертичных отложений приобретают и на участках развития под- и надморенных флювиогляциальных образований, представленных песками и супесями с прослоями суглинков. Дебиты скважин, эксплуатирующих аллювиальный водоносный горизонт средне- и позднечетвертичных террас, колеблются от 6—15 до 20—25 м³/сут. Аналогичные расходы характерны и для скважин, вскрывающих флювиогляциальные пески. Водоносные горизон-

ты, приуроченные к лессовидным суглинкам ледниковой и вне-ледниковой зон, а также к валунным суглинкам озерно-ледникового генезиса, слабо обводнены и не играют существенной роли в подземном питании рек.

Пятый район полностью расположен в пределах градижской террасы р. Днепра, протягивающейся широкой полосой от долины Сейма к устью Сулы. Эрозионной сетью вскрываются водоносные горизонты аллювиальных отложений пойменной и боровой террас, лессовидных суглинков, ледниковых отложений, аллювиальных образований градижской террасы и харьковских отложений. Причем, если первые три водоносные горизонта имеют подчиненное значение и характеризуются слабой (водоносные горизонты в лессовидных и ледниковых отложениях) или относительно невысокой водообильностью (аллювиальных отложений пойменной и боровой террас), то последние два играют основную роль в формировании подземного стока и отличаются значительной обводненностью. Мощность градижского аллювия изменяется от 4—5 до 24 м, составляя в среднем 17—20 м. Воды напорно-безнапорные — средняя величина напора равна 15—20 м при крайних значениях от 0 до 34 м. В зависимости от литологического состава водо-вмещающих пород и степени вскрытия водоносного горизонта, расход скважин колеблется от 0,4—0,5 до 12—15 м³/ч при средних значениях 4—5 м³/ч. Средние расходы скважин, эксплуатирующих харьковский водоносный горизонт, находятся в пределах 1,0—1,5 м³/ч.

Шестой район занимает юго-западный участок территории исследований, примыкающей к долине Днепра. В геологическом строении района принимает участие четвертичный комплекс градижской террасы, который на северо-востоке района подстилается киевской свитой, а на юго-западе — бучакской. Различие в геологическом строении коренных отложений и послужило основанием для выделения подрайонов. Глубина эрозионного вреза в пределах района составляет 0—20 м и лишь в приустьевой части Сулы, где градижская терраса обрывается крутым уступом к Днепру, глубина вреза возрастает до 45—50 м. Обводненность четвертичной толщи такая же, как и в пятом районе, причем максимально обводнены нижнечетвертичные аллювиальные отложения, воды которых обуславливают формирование подземного стока. Киевская свита представлена мелко- и среднезернистыми песками мощностью от 1,5 до 4,7 м, перекрытыми практически водоупорными мергелями. Водообильность киевских отложений незначительна — дебит скважин не превышает 0,2—0,5 м³/ч. Бучакские пески отличаются более высокой обводненностью — дебиты эксплуатационных скважин изменяются от 2,5 до 10 м³/ч при средних значениях 4—6 м³/ч.

Естественные ресурсы подземных вод зоны дренирования по каждому из выделенных районов и подрайонов, а также по исследуемой территории в целом приведены в таблице.

Подземный сток зоны интенсивного водообмена Левобережья Среднего Днепра

Зона	Район	Подрайон	Площадь, км ²	Среднеголетние значения					Естественные ресурсы, км ³ /г
				Поверхностный сток, л/сек км ²	Подземный сток			Доля подземного стока в общем, %	
					модуль, л/сек, км ²	слой, мм/г	коэффициент, %		
ЛЕСОСТЕПЬ	I	I-a	7500	2,04	1,0	31,5	5,0	49	0,24
		I-б	1350	2,70	1,0	31,8	5,7	37	0,04
	II	II-a	5100	1,20	0,29	9,1	2,0	24	0,05
		II-б	16400	1,75	0,36	11,3	2,5	20	0,191
	III	III-a	8700	1,38	0,40	12,6	2,5	28	0,125
		III-б	4800	1,21	0,32	10,1	2,0	26	0,0485
	IV	IV-a	6300	1,26	0,44	13,9	2,4	34	0,089
		IV-б	1000	0,93	0,31	9,8	1,7	33	0,01
	V	V	15000	1,15	0,44	13,9	2,6	38	0,211
		VI-a	3750	1,0	0,45	14,2	2,5	45	0,053
		VI-б	600	0,62	0,30	9,5	1,5	49	0,006
			70500						1,064

Примечание. Значения всех элементов стока приведены как средневзвешенные величины.

Как видно, максимальные модули подземного стока характерны для северо-восточной части территории, где они достигают значений 0,9—1,1 л/сек с 1 км². Это обусловлено благоприятными условиями питания (количество атмосферных осадков достигает 525—550 мм/г), значительной глубиной эрозионного вреза и высокой степенью дренированности водоносных горизонтов. К юго-западу и к югу значения модулей подземного стока резко уменьшаются до 0,4—0,5 л/сек с 1 км². В центре исследуемой территории, приуроченной к осевой части впадины, модули подземного стока не превышают 0,25—0,30 л/сек с 1 км². Это связано, прежде всего, с тем, что в осевой части впадины эрозионной сетью вскрываются преимущественно слабо обводненные четвертичные отложения, представленные суглинками, они имеют здесь наибольшую мощность. На юго-востоке Левобережья Среднего Днепра модули подземного стока наименьшие и не превышают 0,1—0,2 л/сек с 1 км². Это объясняется не только наличием лесовой толщи, но и уменьшением количества выпадающих осадков до 400—450 мм/г и повышением испарения. В Приднепровье — на юго-западе территории исследования — модули подземного стока возрастают до 0,4—0,5 л/сек с 1 км², что можно объяснить следующими причинами: в пределах рассматриваемого участка широкое развитие имеет гра-

дигская терраса Днепра, на которой существуют благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков — суммарное количество их достигает 500—525 мм/г. Помимо этого, на рост значений модулей подземного стока в Приднепровье существенное влияние оказывает разгрузка глубоких водоносных горизонтов. Даже если для данного участка в качестве фоновой величины взять значение модуля, равное 0,4 л/сек с 1 км², то и в этом случае объем глубокого подземного стока будет равен 0,1 л/сек с 1 км² — явление разгрузки глубоких подземных вод в долине Днепра подтверждается не только наличием гидрохимических аномалий в составе подземных вод зоны дренирования, что отмечалось многими авторами, но и ростом значений модулей подземного стока. Это обстоятельство снова подтверждает наличие тесной зависимости между тектоническими особенностями Днепровско-Донецкой впадины в целом и условиями формирования подземного стока зоны дренирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабинец А. Е., Белявский Г. А. Естественные ресурсы подземных вод зоны интенсивного водообмена Украины. Киев, «Наукова думка», 1973. 111 с.
2. Білявський Г. О. Природні ресурси прісних підземних вод Українського Полісся. Київ, «Наукова думка», 1971, 127 с.
3. Бублай О. И. Подземные воды четвертичных отложений Левобережья Среднего Днепра и возможности их использования. — «Вестн. Харьк. ун-та», 1974, №108. Геология, Вып. 5, с. 78—82.
4. Варава К. Н., Негода Г. Н. Подземные воды палеогеновых и меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Киев, «Наукова думка», 1968. 107 с.
5. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во Моск. ун-та. 1960. 343 с.
6. Куделин Б. И. Естественные ресурсы подземных вод Центрально-Черноземного района и методика их картирования. М., Изд-во Моск. ун-та, 1963. 147 с.

УДК 631.411.6:628:874

А. А. НАСЕДКИНА

НЕКОТОРЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО РАССОЛЕНИЮ ЗЕМЕЛЬ, НАХОДЯЩИХСЯ В ЗОНЕ ПОДТОПЛЕНИЯ КРЕМЕНЧУГСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В связи с развернувшимся гидротехническим строительством преобразуются многие районы нашей страны. Активное вмешательство человека в природу, целенаправленное изменение ее законов, позволяющее органически сочетать неистощимые силы природы с преобразующей деятельностью человека, — характерная черта нашего времени. Нарушая сложившуюся на протяжении исторического времени природную систему, человек сталкивается при этом не только с положительным эффектом своего вмешательства, но и с отрицательным. Если положительный эффект любого вмешательства в законы природы больше, чем

отрицательный, если он несет неоспоримые экономические выгоды, то подобное вмешательство целесообразно и оправдано.

Положительный экономический эффект от строительства водохранилищ бесспорен. Одним из главных отрицательных моментов при этом является подтопление прилегающих к водохранилищу земель и вывод их частично или полностью из сельскохозяйственного оборота. Существуют различные методы борьбы с подтоплением территорий в зависимости от конкретных геологических геоморфологических, гидрогеологических и климатических условий.

Рассмотрим условия подтопления территории (16 тыс. га) левобережья долины р. Днепр после создания Кременчугского водохранилища и наметим пути возможного возвращения этих земель в сельскохозяйственный оборот. С этой целью институтом «Харьковгипроводхоз» были произведены инженерно-геологические и гидрогеологические изыскания на опытно-производственном участке на площади 250 га у с. Ивановка на землях колхоза «Маяк коммунизма». Участок характеризуется проявлением содового засоления почв и застойным режимом грунтовых вод, типичным для обширной территории, оказавшейся в зоне влияния водохранилища.

Опытно-производственный участок расположен на правом берегу небольшого притока второго порядка р. Кривая Руда. В геоморфологическом отношении участок приурочен к нерасчлененным второй и третьей аккумулятивным террасам Днепра. Поверхность террас характеризуется многочисленными заболоченными понижениями с абс. отметками 79—85 м. Плоский рельеф участка способствует застойному режиму поверхностного стока.

Осушение заболоченной площади и блюдцеобразных понижений происходит каждый год за счет испарения, что приводит к постоянно возобновляющемуся процессу засоления почвогрунтов.

Первый от поверхности водоносный горизонт имеет свободную поверхность и приурочен к аллювиальным суглинкам мощностью порядка 6,0 м и мелкозернистым и среднезернистым аллювиально-флювиогляционным пескам мощностью 15—17 м. Глубина залегания зеркала грунтовых вод от 0,5 до 1,0 м, изредка 2—3 м.

Водоупорными породами этого водоносного горизонта являются мергели Киевской свиты палеогена мощностью 30—33 м.

Региональными геологическими работами установлено, что при залегании на небольших глубинах толща мергелей на левобережье Днепра не выдержана по мощности. На локальных участках, где толща мергелей незначительна, осуществляется интенсивный переток напорных вод бучакско-каневского горизонта в аллювий. Наличие гидравлической связи напорных вод бучакско-каневского и первого от поверхности аллювиально-

флювиогляциального водоносного горизонта подтверждается сходством их химического состава. Подземные воды бучакской и каневской свит характеризуются как хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией 2,2 г/л.

Воды аллювиально-флювиогляциального водоносного горизонта — хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией 1,7—2,2 г/л. Содержание гидрокарбонат-иона и хлор-иона в эквивалентном выражении почти одинаково (~15—50%). Содержание иона Na^+ близко к содержанию последнего в воде бучакско-каневского горизонта и составляет 86 мг·эquiv. %.

Оценим величину перетока бучакско-каневских вод в аллювиально-флювиогляциальную толщу по формуле (4): $q = K_{\text{ф}} \Delta h / m$, где $K_{\text{ф}}$ — коэффициент фильтрации водоупорной толщи киевских мергелей, $K_{\text{ф}} = 0,00044$ м/сут; m — мощность каневских мергелей, равная 30 м; Δh — превышение гидравлического напора бучакско-каневских вод над уровнем I от поверхности водоносного горизонта, $h = 3,75$ м;

$$q = \frac{0,00044 \cdot 3,75}{30} = 0,000055 \text{ м/сут.}$$

Объем воды, поступающей от перетока на площади 250 га:

$$Q = 138 \text{ м}^3/\text{сут или } 50 \text{ тыс. м}^3/\text{г.}$$

Ежегодный объем воды, перетекающей из бучакско-каневского водоносного комплекса, невелик, но за период, прошедший со времени формирования II и III террас (десятки тысяч лет), эта цифра значительна.

За длительное время перетока солоноватых хлоридно-натриевых вод бучакско-каневского горизонта произошла метаморфизация вод аллювия. В результате обменно-сорбционных процессов пресные, гидрокарбонатные кальциевые аллювиальные воды превратились в солоноватые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые.

Хлор относится к устойчивым элементам природных вод и обладает высокими миграционными свойствами. В отличие от большинства других анионов, обладая хорошей растворимостью и высокой константой диссоциации, хлор-ионы не адсорбируются природными коллоидами (почвой). Поэтому, поступая в верхний горизонт, хлор накапливается в подземных водах последнего.

Ион Ca^{2+} , наоборот, адсорбируется природными коллоидами (почвой), а его место в растворе занимает более подвижный ион Na^+ [3].

Таким образом, химический состав указанных выше водоносных горизонтов сравнялся, воды аллювиально-флювиогляциальной толщи превратились в солоноватые, а по химическо-

му составу стали идентичны водам бучакско-каневского горизонта.

Более пестрый химический состав подземных вод в слое аллювиальных суглинков.

Большинство проб воды характеризуются гидрокарбонатно-хлоридно-натриевым составом, реже гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатно-натриевым. Минерализация воды в верхнем слое достигает 4,5 г/л. Непосредственно на химический состав воды в верхнем слое аллювия влияет солевой состав грунтов, интенсивное испарение.

Грунты зоны аэрации слабо засолены. Тип засоления — содовый, наиболее вредный для растений. Для рассоления зоны аэрации на участке рекомендуется промывка 2,0—2,5-метрового слоя аллювиальных суглинков.

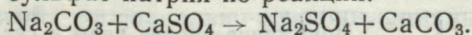
Пригодность подземных вод аллювиального комплекса для ирригационных целей оценивается их минерализацией и соотношением их основных ионов в воде. Это соотношение характеризуется ирригационным коэффициентом K . Ирригационный коэффициент при содержании иона Na' больше содержания ионов сильных кислот $n\text{Na}' > n\text{Cl}' > n\text{SO}_4''$ определяются формулой [2]

$$K = \frac{288}{10n\text{Na}' - 5n\text{Cl}' - 9n\text{SO}_4''}.$$

Данный коэффициент во всех пробах менее 1, что характеризует качество этих вод для целей ирригаций как плохое.

Снижение уровня грунтовых вод до глубины 2,0—2,5 м может быть достигнуто устройством вертикального дренажа, при этом, как отмечалось выше, откачиваемая вода из аллювиально-флювиогляциального водоносного горизонта практически не может быть использована для орошения засоленных земель.

В связи с этим необходимо предусмотреть мероприятия по отводу дренажных вод за пределы осушаемого участка. Промывку зоны аэрации рекомендуется производить пресной водой с добавлением гипса, который переводит соду, содержащуюся в почвогрунте, в сульфат натрия по реакции:



Источником пресной воды для промывки зоны аэрации может служить вода Кременчугского водохранилища, которая будет подаваться по трубопроводу.

Рассмотрим вопрос о возможности создания вертикального дренажа на участке с точки зрения гидрогеологических условий. В результате проведения опытно-фильтрационных работ на участке были получены для основных слоев следующие гидрогеологические параметры:

а) для слоя аллювиально-флювиогляциального песка — $K_{\text{ф}} = 18$ м/сут, $K_m = 230$ м/сут, $a = 4,6 \cdot 10^3$ м²/сут, $\mu = 0,18$;

б) для слоя аллювиальных суглинков — $K_{\text{ф}} = 0,30$ м/сут, $\mu = 0,05$.

Высокая водопроницаемость и относительно большая мощность песков позволяют рекомендовать создание на участке вертикального дренажа.

При работе скважины вертикального дренажа на аллювиально-флювиогляциальный водоносный горизонт скорость снижения уровня грунтовых вод в покровных суглинках будет значительно отставать от скорости снижения уровня в основном водоносном горизонте.

Для оценки дренирующего влияния водоразборных скважин и определения величины снижения уровней грунтовых вод в покровных суглинках применим методику Ф. М. Бочевера — Н. Н. Лапшина [1]. Задача решается во времени и пространстве при анализе фильтрации в двухслойной среде.

После аппроксимации сложной системы дифференциальных уравнений поставленная задача описывается следующими равенствами:

$$S_1 = Q/4\pi [(km)_1 + (km)_2] [-Ei(-u)];$$

$$u = r^2/4at; a = [(km)_1 + (km)_2] / (\mu_1 + \mu_2), \text{ где } (km)_1 \text{ и } (km)_2 —$$

водопроницаемости слоев суглинков и песков; μ_1, μ_2 — коэффициенты водоотдачи для тех же слоев; S_1 — понижение уровня грунтовых вод в покровных суглинках в любой точке на расстоянии r на момент времени t .

Ниже приводятся результаты расчетов снижения уровня грунтовых вод в покровных суглинках при двух вариантах работы аллювиально-флювиогляциального водозабора.

1. Линейный водозабор состоит из трех скважин с суммарным дебитом — 3600 м³/сут. Расстояние между скважинами в ряду 500 м. Понижение уровня в водозаборной скважине — 9,1 м.

При работе водозабора на заданном режиме в течение 30 сут. снижение уровня грунтовых вод в покровных суглинках составит следующие величины в зависимости от расстояний до водозаборных скважин.

Расстояние от водозаборных скважин, м	Понижение уровня воды в суглинках, м	
	между скважинами	на внешнем контуре
$r_1 = 50$	$S_1 = 1,48$	$S_1 = 1,43$
$r_2 = 100$	$S_2 = 1,00$	$S_2 = 0,90$
$r_3 = 250$	$S_3 = 0,52$	$S_3 = 0,26$

2. При втором варианте работы водозабора понижение в водозаборных скважинах составит 11,40 м при суммарном дебите 4500 м³/сут при сохранении количества скважин в ряду и планового их расположения.

При работе водозабора в течение 30 сут снижение уровня грунтовых вод в суглинках следующее.

Расстояние от водозаборных скважин, м	Понижение уровня воды в суглинках, м	
	между скважинами	на внешнем контуре
$r_1=50$	$S_1=1,86$	$S'_1=1,80$
$r_2=100$	$S_2=1,25$	$S'_2=1,13$
$r_3=250$	$S_3=0,64$	$S'_3=0,32$

Как показывают расчеты, снижение уровня в суглинках к моменту сева достаточно (1-й, 2-й варианты работы водозаборов) для посева сельскохозяйственных культур. При дальнейшей работе вертикального систематического дренажа депрессионная воронка будет увеличиваться и на 90 сут. понижения на междренье $S_1=1,32$ м (1-й вариант); $S_2=1,66$ м (2-й вариант), а на внешнем контуре соответственно $S'_1=0,66$ м; $S'_2=0,83$ м, что достаточно для промывки зоны аэрации пресной водой.

ВЫВОДЫ

1. Исследуемый участок находится в зоне подтопления Кременчугского водохранилища и характеризуется застойным водным режимом.

2. Аллювиальные отложения II и III надпойменных террас с поверхности сложены толщей суглинков (мощностью 6,0—7,0 м), ниже до глубины 20—22 м и залегают водоносные аллювиально-флювиогляциальные пески, лежащие на мощной пачке (30 м) мергелей киевской свиты. Ниже залегают пески бучакской свиты среднего отдела палеогена.

3. В районе развиты два водоносных комплекса:

а) безнапорный аллювиально-флювиогляциальный, заключенный в суглинках и песках. Уровень грунтовых вод находится на глубине 0,5—1,0 м;

б) напорный бучакско-каневский водоносный комплекс, пьезометрическая поверхность которого устанавливается на 3,75 м выше уровня первого от поверхности водоносного горизонта.

4. Гидравлическая связь между водоносными горизонтами затруднительна, но миграции нижележащих вод осуществляются, о чем свидетельствует идентичный химический состав и минерализация вод в обоих водоносных горизонтах. Подземные воды солоноватые хлоридно-гидрокарбонатного и гидрокарбонатно-хлоридного натриевого типа. Качество и минерализация этих вод не позволяют использовать их для целей мелиорации.

5. Грунты зоны аэрации слабо засолены содовым типом засоления. Основными причинами засоления почво-грунтов являются: застойный водный режим, неглубокое залегание уровня грунтовых вод, интенсивные процессы испарения. Для рассоления грунтов необходима промывка гидромелиорантом 2-метровой толщи.

6. Снижение уровня грунтовых вод до заданной глубины (2,0 м) на площади участка может быть достигнуто при помощи системы вертикального дренажа.

7. При работе системы вертикального дренажа из трех скважин, заданных через 500 м, снижение уровня грунтовых вод на междуренье достигнуто через 90 суток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бочевер Ф. М., Лапшин Н. Н. К вопросу о гидрогеологических расчетах водозаборных скважин в слоистых толщах.— «Труды ин-та Водгео. Инженерная гидрогеология». 1969, вып. 22, с. 35—40.
2. Бутц Ш. Ф., Самарина В. С. Пособие к практическим занятиям по гидрогеологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1956. 170 с.
3. Овчинников А. М. Гидрогеохимия, М., «Недра», 1970. 190 с.
4. Гидрогеологические изыскания на застроенных территориях. Киев, «Будивельник», 1973. 141 с. Авт.: Р. А. Смирнов, В. И. Богданов, А. А. Грыза, А. Г. Солдак.

УДК 551.244(477.54)

И. Н. РЕМИЗОВ, канд. геол.-минерал. наук,
В. Г. КОСМАЧЕВ, канд. геол.-минерал. наук,
В. И. РЕДИН

ОПОЛЗНЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА ПРАВОМ БЕРЕГУ СЕВЕРСКОГО ДОНЦА В РАЙОНЕ г. ИЗЮМ

Оползневые явления — смещение горных пород под действием силы тяжести — широко развиты на правом берегу Северского Донца в районе Изюма [1, 2, 4 и др.]. Рассмотрим территорию, расположенную к западу и югу от г. Изюм. Сильное развитие оползней обусловлено рядом причин. Во-первых, здесь часты крутые склоны (иногда достигающие 20°), ибо поверхность водораздельного плато возвышается до 120 м над руслом Донца при незначительном удалении от самой реки, а овраги имеют и более крутые стенки, вплоть до отвесных. Во-вторых, преобладают рыхлые или слабоуплотненные глины и песчано-глинистые породы, физические свойства которых и устойчивость сильно зависят от их влажности. В-третьих, наиболее распространенными являются дислоцированные породы с углами падения, достигающими $12-15^\circ$, — допалеогеновые отложения — и только палеогеновая, неогеновая и четвертичная системы залегают в первом приближении горизонтально. В-четвертых, развит ряд водоносных горизонтов (например, келловейский, альб-сеноманский), причем водоупоры — глинистые разбухающие породы [7].

Указанные причины и определяют высокую интенсивность развития преимущественно консеквентных оползней [8], образование которых обусловлено геологическим строением склонов.

Правобережье Северского Донца близ г. Изюм представляет собой территорию развития средней антиклинали, выделенной А. А. Борисяком в 1905 г. [1]. В ее ядре обнажается протопивская свита верхнего триаса, на крыльях — отложения юры и мела. В разрезе широко развиты глины и песчано-глинистые породы (протопивская свита, нижняя и средняя юра, верхний кимеридж — волжские ярусы верхней юры) [3—7], которые активно участвуют в развитии оползней, образуя поверхности скольжения. Песчаники верхнего бата, известковые песчаники и известняки оксфорда-нижнего кимериджа, рогульчатые песчаники альба, писчий мел турона-маастрихта участвуют в оползнях лишь в составе сместившихся масс (т. е. формируют оползневые тела).

Упомянутая антиклинальная складка отвечает ларамийской фазе складчатости, за которой последовало поднятие, денудация района, так что палеоген (начиная, по-видимому, со среднего эоценабучакской свиты) трансгрессивно залегает на породах всего мезозоя. Складка имеет запад-северо-западное простирание, и наиболее интенсивны оползни там, где падение пород и склоны являются однонаправленными. Можно считать, что условия залегания пород в районе г. Изюм благоприятствуют образованию крупных консеквентных оползней со смещением пород по падению глинистых водоупорных пластов.

Прекрасные примеры развития таких оползней можно наблюдать на правом берегу Северского Донца ниже г. Изюм вплоть до устья р. Сухая Каменка (Журавка). Здесь склоны, обращенные к Северскому Донцу, совпадают с залеганием пород северного крыла средней антиклинали А. А. Борисяка. На этом участке выделяются три крупных оползня (рис. 1). Первый из них развит на песчано-глинистых породах волжского яруса и располагается на восточном склоне плато над южной окраиной г. Изюм (х. Веприк). Оползень формировался, видимо, в то время, когда Северский Донец подмывал берег у самого основания склона. Сейчас этот оползень активности не проявляет.

Второй оползень расположен на землях Артемовского лесничества, южнее предыдущего (отделен от него балкой), к северу от устья р. Каменка (Грековка). Оползень является молодым. Его строение сходно с предыдущим: по песчано-глинистым породам верхней юры смещены к руслу Северского Донца породы нижнего мела, в частности альбские рогульчатые песчаники. Этот оползень имеет протяженность около 500 м при ширине до 300 м.

Наибольший интерес представляет третий, один из самых крупных в описываемом районе, древний оползень с явными следами современных подвижек, расположенный между устья-

ми рек Каменка и Сухая Каменка. Поверхность скольжения образуют верхнебатские угленосные глины (верхнекаменная подсвита средней юры). Оползнем раздроблены и смещены келловейские пески и песчаники и оксфордские известняки, а верхнебатские глины выжаты возле русла Северского Донца так, что создается видимость антиклинального строения этого участка (рис. 2). Вдоль берега встречаются вздыбленные и поставленные на голову глыбы оксфордского известняка. Здесь же отмечаются связанные с водоупорными батскими глинами многочисленные источники. Оползень протягивается вдоль реки на 1700 м, захватывая полосу до 600 м шириной.

Омеченные оползни сильно деформировали склоны, захватив мощные толщи пород и сместив их вплоть до русла Северского Донца с образованием валов выпирания. По пространственному

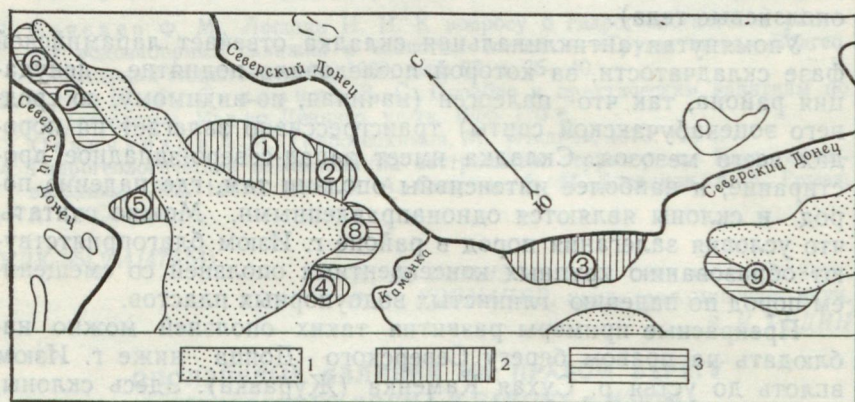


Рис. 1. Схема распространения наиболее крупных оползней в районе г. Изюм на правом берегу Сев. Донца:

- 1 — поверхность водораздельного плато;
- 2 — территория преобладающего развития консеквентных оползней;
- 3 — территория развития инсеквентных оползней (мелкие асеквентные оползни распространены повсеместно).

Крупные консеквентные оползни:

- 1 — над южной окраиной г. Изюм;
- 2 — на землях Артемовского лесничества;
- 2 — между устьями Каменки и Сухой Каменки;
- 4 — севернее с. Каменка;
- 5 — в урочище Крутенькое. Инсеквентные оползни: 6 и 7 — на западном склоне г. Кременец; 8 — севернее с. Каменка; 9 — севернее с. Сухая Каменка.

положению эти оползни могут быть отнесены к глубоким пологим оползням (с углами падения поверхностей скольжения около 10—15° и глубиной их залегания более 5 м).

В описываемом районе известно еще несколько крупных консеквентных оползней, например, в урочище Крутенькое (к восто-

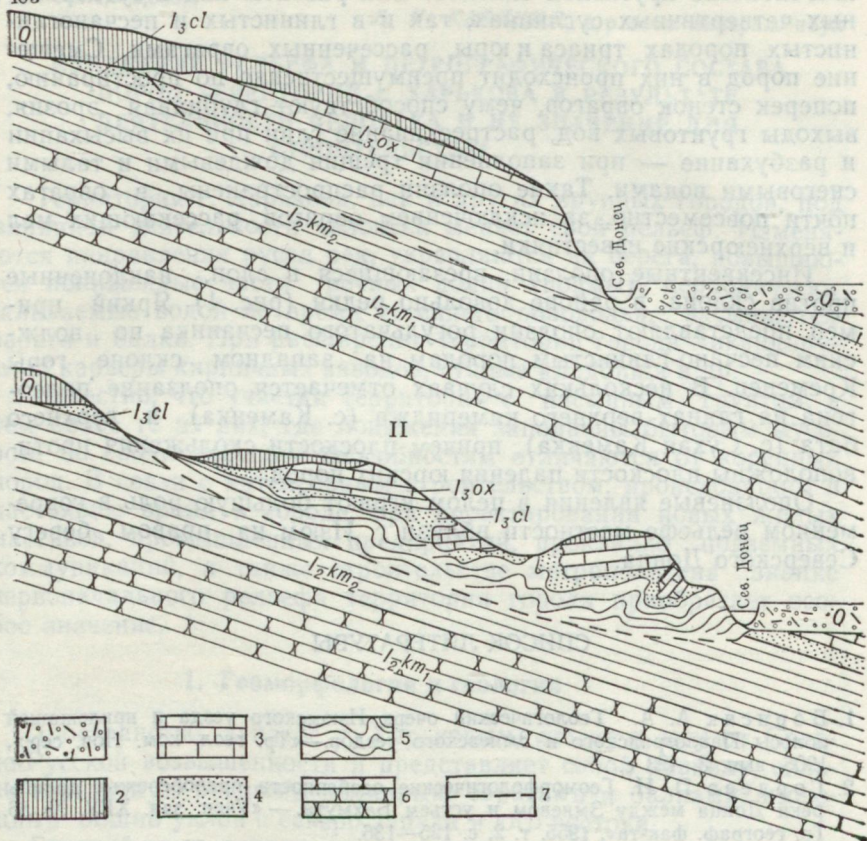


Рис. 2. Схема формирования оползня на правом берегу Сев. Донца между устьями Каменки и Сухой Каменки:

- 1 — четвертичная система — пойменный аллювий Донца;
 - 2 — четвертичная система — делювиальные суглинки;
 - 3 — юра верхняя, оксфорд — известняки оолитовые, обломочные и др.;
 - 4 — юра верхняя, келлоуей — пески и песчаники железистые;
 - 5 — юра средняя, верхний бат, верхнекаменская подсвита — глины;
 - 6 — юра средняя, верхний бат, нижнекаменская подсвита — песчаники;
 - 7 — поверхность скольжения.
- I — вероятное строение склона накануне оползня.

II — схема строения оползня). Верхнебатские глины, выжатые оползнем у реки имеют падение, направленное против склона, а вместе с тем и против нормально залегающих коренных пород, что создает впечатление антиклинального строения этого участка.

ку от с. Донецкое), севернее с. Каменка (к востоку от шоссе Харьков—Ростов) и др.

Кроме консеквентных, в районе многочисленны мелкие асеквентные оползни в однородных породах, обусловленные ис-

ключительно крутизной склонов. Они развиты как в субаэраль-ных четвертичных суглинках, так и в глинистых и песчаноглинистых породах триаса и юры, рассеченных оврагами. Смещение пород в них происходит преимущественно по простиранию, попереk стенок оврагов, чему способствуют глубинная эрозия, выходы грунтовых вод, растрескивание глин при их высыхании и разбухание — при заполнении трещин дождевыми и талыми снеговыми водами. Такие оползни распространены в оврагах почти повсеместно, за исключением оврагов, пересекающих мел и верхнеюрские известняки.

Инсеквентные оползни, врезающиеся в слои, наклоненные против склона, в районе довольно редки (рис. 1). Яркий пример представляют оползни рогульчатого песчаника по волжским песчано-глинистым породам на западном склоне горы Кременец. В нескольких случаях отмечается оползание палеогена на глинах верхнего кимериджа (с. Каменка) и верхнего бата (с. Сухая Каменка), причем плоскости скольжения противоположны плоскости падения юрских пород.

Оползневые явления в целом играют большую роль в современном рельефе местности вблизи г. Изюм на правом берегу Северского Донца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисьяк А. А. Геологический очерк Изюмского уезда и прилегающей полосы Павлоградского и Змиевского уездов.—«Тр. геол. ком. Нов. сер.», 1905, вып. 3, 423 с.
2. Гордеев П. И. Геоморфологические особенности правобережья долины реки Донца между Змиевом и устьем Бахмута.—«Учен. зап. ХГУ, № 56. Тр. географ. фак-та», 1955, т. 2, с. 125—136.
3. Канский Н. Е., Макридин В. П., Стерлин Б. П. Фации и палеогеография юрских отложений северо-западных окраин Донецкого складчатого сооружения.—«Учен. зап. геол. фак-та ХГУ», 1956, т. 13, с. 123—150.
4. Геологическое строение долин бассейна р. Сев. Донца от с. Старый Салтов до Изюма.— В кн.: Геологический очерк бассейнов р. Сев. Донца. Харьков, 1936, с. 93—113. Авт.: Л. И. Карякин, Д. П. Назаренко, К. С. Усенко и др.
5. Литвин И. И. Нижнемеловые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Харьков, И. О. «Вища школа», 1974. 166 с.
6. Логвиненко Н. В., Бергер М. Г., Космачев В. Г. К литологической характеристике юрских отложений восточной части Днепровско-Донецкой впадины.—«Зап. геол. отдел ХГУ», 1962, с. 15, с. 28—47.
7. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. До мінералогії юрських глинистих порід східної частини Дніпровсько-Донецької западини і північно-західної країни Донбасу.—«Доп. АН УРСР, 1963, № 4, с. 544—547.
8. Саваренский Ф. П. Инженерная геология. М., ГОНТИ, 1937. 422 с.