

**ЛИТОЛОГО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
И МЕТАЛЛО-
ГЕНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ГЛУБИННЫХ
ЗОН
БЕЛОРУССИИ**

*Минск
1973*



АКАДЕМИЯ НАУК БЕЛОРУССКОЙ ССР

Институт геохимии и геофизики

1642

ЛИТОЛОГО-
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
И МЕТАЛЛО-
ГЕНИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ГЛУБИННЫХ
ЗОН
БЕЛОРУССИИ

Под редакцией
академика А.Н.БССР А.С.Махнача,
И.И.Урьева и В.Е.Бордона

Минск 1973



УДК 551.577.II+550.4+553.078 (476)

Литолого-геохимические и металлогенические исследования глубинных зон Белоруссии. Махнач А.С. и др. Минск, "Наука и техника", 1973 г., стр. 173

В книге освещены полученные в отделе литологии и геохимии глубинных зон новые результаты исследований вещественного состава и металлогении кристаллического фундамента и осадочного чехла Белоруссии; показана роль литологических комплексов и геохимии микроэлементов в познании геологической истории региона; описан опыт практического применения результатов литологических, геохимических, минералогических, геофизических исследований глубинных зон.

Книга представляет интерес для широкого круга исследователей.

Рис.13. Табл.10. Библиография — 104 назв.

Авторский коллектив: А.С.Махнач, И.И.Урьев, В.Е.Бордон, А.П.Анпилогов, В.Ф.Красовский, В.П.Корзун, Т.И.Левкова, Г.Ф.Заржицкий, Л.И.Матрунчик, К.М.Обморышев, А.А.Государева

Под редакцией

академика АН БССР А.С.Махнача,
кандидатов геолого-минералогических наук
В.Е.Бордона и И.И.Урьева

М 0292-123
МЗ16-73

© Институт геохимии и геофизики АН БССР, 1973

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Предисловие	5
Глава I. Геология и металлогения кристаллического фундамента Белоруссии	7
Глава II. Геологические, литологические и промышленно-геофизические особенности девонских отложений Белоруссии	45
1. Подсолевой карбонатный комплекс востока Припятской впадины и его значение для познания геологической истории Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена	45
2. Некоторые результаты комплексных исследований пород-коллекторов семилукских отложений Припятской впадины	69
3. Промышленно-геофизическая характеристика подсолевых отложений девона Припятской впадины в связи с их нефтеносностью	78
Глава III. Распределение малых химических элементов и их кларки в палеозойских отложениях Белоруссии	106
Глава IV. Прикладное значение литолого-геохимических и геофизических исследований глубинных зон	119
1. Опыт применения геохимических и минералогических данных для расчленения и корреляции отложений девона Белоруссии	119
2. Геолого-геохимические предпосылки выделения медистых песчаников в Припятской впадине	134
3. К вопросу усовершенствования методики литологического расчленения и корреляции разрезов продуктивных отложений девона Припятской впадины по промышленно-геофизическим данным	148
Литература	165

ПРЕДИСЛОВИЕ

На современном этапе развития народного хозяйства нашей страны, когда решается основная экономическая задача — создание материально-технической базы коммунизма, особо важную роль приобретают исследования недр, приводящие в конечном итоге к открытию новых природных богатств. Ни одна отрасль науки не связана так тесно с развитием производительных сил, как геология. XXIV съезд КПСС наметил грандиозные перспективы добычи важнейших видов полезных ископаемых. К 1975 г. предстоит довести добычу нефти в стране до 480—500 млн. т, природного горючего газа — до 300—320 млрд. м³, угля — до 685—695 млн. т, выплавку стали — до 142—150 млн. т, а также увеличить выпуск продукции цветной металлургии в 1,4 раза.

Решение этих народнохозяйственных задач потребует от геологов изучения и освоения глубинных недр Земли, исследования глубоководнопогруженных зон с целью выявления новых источников минерального сырья. Необходимость такого рода работ на территории Белорусской ССР не вызывает сомнения. Ошибочными оказались дореволюционные представления о бедности недр республики: сегодня не только торф, строительные материалы и стекольные пески составляют объект эксплуатации, а далеко за пределами БССР известны месторождения нефти, каменной и калийных солей. В нынешнем году будет добыто 7 млн. т нефти, свыше 8 млн. т сильвинита. Открыты железорудные зоны в кристаллическом фундаменте, пласты бурых углей, сланценосный бассейн, новые виды горнорудного сырья, высокоминерализованные и термальные воды и некоторые другие виды полезных ископаемых.

Необходимой предпосылкой успешных поисков новых месторождений различных ископаемых должно быть установление закономерностей геологического строения региона, углубленное изучение вещественного состава горных пород и распределения в них полезных компонентов. В решение этих задач вложен огромный труд работников научно-исследовательских учреждений и

геологов, принимавших непосредственное участие в решении производственных задач.

Предлагаемая вниманию читателей работа является результатом творческого сотрудничества геологов-практиков и ученых республики, направленного на дальнейшее изучение закономерностей строения, состава и металлогении кристаллического фундамента и наиболее глубокопогруженных горизонтов осадочного чехла Белоруссии. Тема работы соответствует основному направлению работ отдела литологии и геохимии глубинных зон Института геохимии и геофизики АН БССР: литолого-петрографическому, геохимическому и фашиально-палеогеографическому изучению глубинных зон территории Белоруссии и смежных районов с целью выяснения условий осадконакопления, формирования магматических и метаморфических комплексов и оценки перспектив глубинных недр на полезные ископаемые. В книге освещены некоторые новые результаты исследований кристаллического фундамента и палеозойских отложений Белоруссии, вопросы прикладного значения исследований глубинных зон, затронута проблема совершенствования методики комплексного изучения разрезов осадочных образований.

Отдельные части книги написали: предисловие — А.С.Махнач и И.И.Урьев; главу I — В.Ф.Красовский; главу II — И.И.Урьев, В.П.Корзун, Т.И.Левкова (раздел I), А.С.Махнач, К.М.Осоморьев, И.И.Урьев, А.П.Анпилогов (раздел 2), А.П.Анпилогов (раздел 3); главу III — В.Е.Бордон; главу IV — А.С.Махнач, В.Е.Бордон, И.И.Урьев (раздел I), Г.Ф.Заржицкий, В.Е.Бордон, Л.И.Матрунчик (раздел 2), А.П.Анпилогов и А.А.Государева (раздел 3). Существенную помощь в оформлении работы оказали старшие лаборанты М.Н.Выходцева, А.А.Ричик и Г.А.Якушева.

Авторы надеются, что книга окажет практическую помощь в деле дальнейшего освоения природных ресурсов Белоруссии.

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНЕЗИС КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
ФУНДАМЕНТА БЕЛОРУССИИ

СТРАТИГРАФИЯ Проблема стратиграфии докембрия Белоруссии является одной из наиболее трудных проблем геологии кристаллического фундамента западной части Русской платформы. Трудность обусловлена недостаточной изученностью этого региона, отсутствием естественных обнажений и глубоким залеганием осадочного чехла. Редкие скважины, пробуренные при геологической съемке, часто не позволяют установить перерывы, взаимоотношение суперкрупных докембрийских образований и получить полностью перекрытый геологический разрез. Это вынуждает геологов прибегать к экстраполяции распространения толщ, правильность которой не всегда отражает истинное положение суперкрупных толщ в пространстве. Поэтому стратиграфические построения всех исследователей, изучающих докембрий Белоруссии, являются по существу схематическими.

Первые стратиграфические схемы докембрия кристаллического фундамента Белоруссии были опубликованы Е.М.Махлиным /58/ и А.С.Махначом /62/. В 1962, 1971, 1972 гг. А.М.Пап предложил свою схему стратиграфии. Г.Г.Доминиковским и И.А.Медушевской /36/ были выделены осадочно-метаморфическая дитвинская и эффузивно-метаморфическая житковичская серии, чарнокитовая и гранодиоритовая магматическая формации, галеновские граниты, формация гранитов рапакиви, житковичские и поречанские метасоматиты. А.И.Стасевич, А.С.Махнач и Г.Г.Доминиковский /86/ выделили на юго-востоке Белоруссии околоскую эффузивно-осадочную серию, состоящую из мелкозернистых гнейсов и сланцев с залегающими в них прослоями железистых кварцитов и куммингтонитовыми гнейсами.

В работе предлагается новая стратиграфическая схема кристаллического фундамента Белоруссии. Основное внимание обращено на стратиграфию нижнепротерозойского комплекса, который составляет значительный объем земной коры исследуемого реги-

она, наилучшим образом раскрывает его историю геологического развития в докембрии и вмещает ряд рудопроявлений черных, цветных и редких металлов. Ниже кратко освещены основные принципы построения этой стратиграфической схемы.

Кристаллический фундамент Белоруссии пережил сложную историю геологического развития. Это отразилось на вещественном составе суперкрупных образований и тектоническом строении. По-видимому, в процессе тектогенеза имело место неоднократное дробление фундамента на отдельные блоки, которые хотя и были подчинены общему плану тектоно-магматического цикла развития региона, но отличались частными особенностями тектонического режима, разным уровнем поверхности ложа осадконакопления, неодинаковой удаленностью от источников сноса, центров извержения лавы, глубинных разломов и т.д. Это предопределило особенности состава и последовательность осадконакопления суперкрупных отложений в этих блоках фундамента. Позже значительные изменения были вызваны процессами регионального метаморфизма и метасоматоза. В связи с этим выделены структурно-формационные зоны и с учетом генетической первичной природы суперкрупных отложений для каждой из них составлены типовые стратиграфические разрезы, которые послужат хорошей основой для обобщенной стратиграфической схемы всего кристаллического фундамента Белоруссии. Эти зоны существенно различаются вещественным составом пород, геохимией и металлогенией. Но некоторые из них, например Щучинская и Кореличская, имеют много сходных черт — они отражают близкие геологические условия развития. В кристаллическом фундаменте Белоруссии по ряду признаков нами выделены следующие наиболее типичные структурно-формационные зоны: Гродненская, Волковнская, Щучинская, Кореличская, Околовская и Полеская (краткая геологическая характеристика их будет приведена ниже).

Предлагаемые стратиграфические построения основаны на изучении естественноисторического хода геологического развития земной коры в пределах территории Белоруссии. При этом использованы различные методы исследований, однако методу тектоно-магматических циклов и анализу последовательности осадконакопления отведена главная роль. Такой подход наиболее рационален, поскольку исследуемый регион в докембрии пережил геосинклинальную стадию развития.

Для построения объективно обоснованной схемы стратиграфии

докембрия Белоруссии использованы литолого-генетические, формационные, петрологические, радиологические и геохимические признаки. Особое внимание обращено на выявление естественных сочетаний осадочных и вулканогенных пород, сформированных в течение одного тектоно-магматического цикла, а также на исследование вещественного состава и признаков, позволяющих уверенно относить их к первичным суперхрустальным образованиям. Это исключительно важно для металлогенического анализа региона и выявления в нем закономерностей размещения обнаруженных рудопроявлений и потенциальных месторождений еще не найденных руд различных металлов. Обоснованность приложения этого принципа подчеркивается еще и тем, что подавляющее большинство рудных месторождений генетически и парагенетически связано с осадочными, осадочно-вулканогенными, вулканогенными и интрузивными комплексами пород. Кроме того, в своих построениях мы исходили из представлений /82/ о едином непрерывном развитии земной коры в течение 3—3,5 млрд. лет, при котором геологические процессы в докембрии и постпротерозое были принципиально сходными. Принимались во внимание необратимость этих процессов во времени и их особенности для каждой геологической эпохи.

Прежде чем освещать вопросы стратиграфии уместно напомнить замечание А.В.Сидоренко /82/, что применяемые в настоящее время классификации метаморфических пород построены по минералого-петрографическому принципу без учета исходного метаморфизируемого материала. Эти классификации, в которых встречаются породы с неопределенным первичным генезисом (например, кристаллические сланцы, гнейсы и т.п.), по нашему убеждению, совершенно неприменимы для стратиграфических построений и металлогенического анализа региона.

Хотя предлагаемая стратиграфическая схема (табл. I) региональна, ее крупные хроностратиграфические подразделения совпадают с группами стратиграфической схемы расчленения докембрия, принятой в настоящее время геологическими организациями СССР. Учитывая степень изученности региона, считаем возможным выделить в ней только наиболее крупные единицы — серии — на основе генетического признака, устанавливаемого по отдельным реликтам и относительно хорошо сохранившимся прослоям первичных образований, а не продуктам их метаморфизма.

Построенная схема отличается от ранее опубликованных. Круп-

ные стратиграфические подразделения соответствуют группам и подгруппам принятой в 1964 г. схемы деления докембрия / 6 /. Время формирования осадочно-вулканогенных отложений в выделенных подразделениях соответствует древнейшим геологическим эпохам. Суперкрупные образования этих подразделений в тектоническом плане образуют крупные структурные комплексы.

В кристаллическом фундаменте Белоруссии выделяется три структурных комплекса. Нижний комплекс, наиболее древний по возрасту, отнесен к архею, а остальные два — к нижнему и среднему протерозою. Хронологическими рубежами для групп и подгрупп нами приняты следующие цифры (млн. лет): архей—протерозой — 2600±150; нижний—средний протерозой — 1900±100; средний—верхний протерозой — 1650±50.

Вопросы стратиграфии верхнего протерозоя здесь не рассматриваются, так как эндогенные образования моложе среднего протерозоя нами не были выявлены, хотя они и ожидаются в зонах активизации кристаллического фундамента, особенно по глубинным разломам, отделяющим синклиналильные прогибы от антиклиналей.

Структурные комплексы образуют четкие геофизические поля, вытянутые в северо-восточном направлении. Б. В. Бондаренко / II / считает, что эти поля на территории Белоруссии отражают состав и внутреннюю структуру свеко-финно-карелид (1700—2600 млн. лет), на которые наложены процессы регионального метаморфизма, относящиеся к готской эпохе тектогенеза (1000—1700 млн. лет).

Возрастные границы рубежей в кристаллическом фундаменте Белоруссии соответствуют общесоюзной геохронологической шкале / 6 /. Для подтверждения правильности этих рубежей в кристаллическом фундаменте Белоруссии были использованы радиологические определения основных и кислых пород. Однако имеющиеся радиологические определения различных исследователей / 18, 28 / соответствуют последним этапам регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и метасоматоза. Поэтому в целях установления возраста суперкрупных образований радиологические данные скорректированы с учетом проявления тектономагматических этапов геосинклиналильного развития фундамента и внедрения основных интрузий. Возраст метаморфизма основных пород, полученный К-А методом по роговой обманке, устанавливается в 1600—1900 млн. лет. Поскольку длительность формирования нижепротерозойского структурного комплекса около

700 млн. лет, а внедрение основных интрузий наиболее характерно для первых фаз магматизма, т. е. возраст интрузий основного состава определится в 2150—2400 млн. лет. Возраст первичных осадочно-вулканогенных образований, вмещающих основные магматические породы, естественно, будет значительно более древним, чем возраст интрузий: 2650—2800 млн. лет. Возможно, даже возрастным рубежом архей—протерозой следует считать не 2600, как это принято нами, а 2800 млн. лет.

Структурные комплексы весьма отчетливо отличаются геофизическими свойствами, тектоникой, магматизмом, металлогенезом и литологическим составом суперкрустальных образований.

Н и ж н и й с т р у к т у р н ы й к о м п л е к с .
Древнейший структурный комплекс кристаллического фундамента сложен архейскими образованиями. По ряду признаков нами выделены образования нижней и верхней подгруппы. Нижнеархейские слагают западный и восточный блоки кристаллического фундамента Белоруссии. Изучены они крайне слабо. Верхнеархейские широко распространены в крупных антиклинальных структурах и отдельных блоках среди синклинальных зон нижнего протерозоя Белорусской антеклизы, где они сильно переработаны позднейшими процессами регионального метаморфизма и метасоматоза. Сложены породы архей антиклинальных структур плагигнейсами, плагироговообманковыми гнейсами, мигматитами и в меньшей степени амфиболитами. Большая часть гнейсов сформировалась за счет комплекса суперкрустальных отложений — осадочно-терригенных и вулканогенных, по-видимому, преимущественно базальто-андезитового состава. По геологическим условиям образования и вещественному составу пород здесь можно было бы выделить две серии, однако отсутствие полностью перекрытого разреза заставляет нас объединить их в одну — осадочно-терригенно-вулканогенную. В состав ее входят осадочно-терригенные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования. Последние, частично не испытавшие гранитизации или гранитизированные в незначительной степени, по петрографическому и химическому составу соответствуют преимущественно продуктам андезитовой и базальто-андезитовой магм. Основных пород немного, исключая отдельные районы, где они представлены амфиболитами и диабазами. В ограниченном количестве распространены гипербазиты. Это указывает на особые условия вулканизма и осадконакопления в отдельных структурах архей.

Следовательно, наиболее древние и широко распространенные проявления вулканизма, фиксируемые в пределах отдельных антиклинальных структур Белорусской антеклизы, отвечают составу андезитовых и базальто-андезитовых лав, преобладающих в это время над основными лавами. Во внутренних частях антиклинальных структур и в краевых зонах около синклинальных прогибов залегают интрузии плагигранитов и плаггиомиоклиновых гранитов. В некоторых районах антиклинальных структур развиты типичные метасоматические гранитоиды, минеральный состав которых колеблется в зависимости от состава исходных пород.

Приведенный выше перечень типичных пород архей антиклинальных структур указывает на относительное однообразие древнейших толщ фундамента, характерное и для других регионов. Первичный состав архейских образований сильно изменен процессами регионального метаморфизма, ультраметаморфизма, а также метасоматоза и поэтому устанавливается с большим трудом. Все же по геохимическим особенностям, в частности содержаниям элементов-примесей, нередко устанавливается первичная природа древних гранитов по магматическим комплексам среднего и основного состава. Отложения архей испытывали неоднократные метаморфические воздействия. Обращает внимание крайне сложное внутреннее строение гнейсовой толщи. Породы, входящие в ее состав, имеют различный угол падения. Иногда они с резким угловым несогласием, вплоть до горизонтального, лежат на крупнозернистых рапакивиоподобных микроклиновых гранитах, отделяясь от последних маломощными прослоями перекристаллизованных и метасоматизированных (калишпатизированных) грубообломочных осадков, содержащих гальку кварца.

Нижепротерозойский структурный комплекс сложен метаморфизованными преимущественно в условиях амфиболитовой фации образованиями. Реже встречаются метаморфические породы эпидот-амфиболитовой и гранулитовой фаций с широко развитыми процессами железисто-кремниевых, кальциевых, магниевых и щелочного метасоматоза. В отдельных районах имеются продукты гидротермальных процессов с различными рудопроявлениями.

Для нижепротерозойских суперкрупных образований весьма характерен основной, средний и кислый вулканизм, широкое проявление вулканических туфов, туфобрекчий, туффитов и других осадочно-вулканогенных образований, свидетельствующих о весьма неустойчивом и мобильном состоянии региона. Выделяют-

ся следующие формации: осадочно-терригенная, спилито-диабазовая, спилито-кератофировая, осадочно-вулканогенная с железистыми кварцитами, андезито-дацитито-туфосланцевая, диабаз-трахиандезитовая.

Вещественный состав серий изучен недостаточно, хотя наряду с характерными общими чертами выявлены литологические, минералого-петрографические, геохимические, текстурно-структурные и другие различия. Некоторые из них в вещественном составе серий обусловлены структурно-фациальными условиями накопления суперкрупных образований и неодинаковой степени их метаморфизма и гранитизации.

В структурном отношении нижнепротерозойские образования представляют собой синклинальные прогибы, вытянутые в северо-восточном направлении. Наиболее типичными и крупными из них являются Гродненский, Щучинский, Кореличский и Сколовский. Эти синклинальные прогибы, ранее выделенные Б.В.Бондаренко /II/, а затем Г.Г.Доминиковским и И.А.Медушевской /36/, чередуются в плане с узкими антиклинальными структурами. В пределах Белорусской антеклизы имеются и более мелкие синклинальные зоны с несколько иным составом суперкрупных отложений.

Суперкрупные образования нижнего протерозоя формировались в условиях весьма подвижных зон с неспокойной тектонической обстановкой. Длительное время происходило излияние лав, накопление осадочно-вулканогенных образований и внедрение интрузий: на раннем этапе — тектоно-магматического цикла (главным образом габбро-диабазов, габбро, габбро-норитов и в меньшей степени гипербазитов), а на позднем — гранитов. Общая схема истории геологического развития докембрия Белорусской антеклизы кратко изложена в работе К.И.Лукашева и В.Ф.Красовского /52/.

Отличительными особенностями нижнепротерозойских отложений являются сложность состава, значительное распространение основных вулканогенных пород, присутствие в разрезе кислых вулканитов (кератофиров, дацитов, кварцевых порфиров), широкое развитие вулканогенных туфов и туфобрекчий, глубокий метаморфизм пород, преимущественно амфиболитовой фации, интенсивный метасоматоз и тектоническая деформируемость.

Породы протерозойского возраста отделены от древних толщ архея перерывом, проявляющимся в угловых структурных несогласиях с нижним структурным комплексом, залегании гравелитов и метасоматизированных конгломератов, заметном отличии

литологического состава толщ, металлогенной и т.д.

В разломных зонах, разграничивающих синклинальные прогибы и антиклинали, залегают интрузии габброидов, плагиогранитов, микроклиновых и плагиомикроклиновых гранитов.

Среднепротерозойский структурный комплекс распространен во всех синклинальных и антиклинальных структурах. Изучен недостаточно. В генетическом отношении это терригенно-осадочные и вулканогенно-осадочные образования.

В пределах Лидского листа государственной геологической съемки (масштаб 1:200 000) отложения среднего протерозоя лидской серии представлены прослоями кварцитов, пара- и ортоамфиболитов, а также плагиоклаз-роговообманковыми, роговообманково-гранато-плагиоклазовыми и другими сланцами. Толща отложений среднего протерозоя интродуцирована габбро, габбро-диабазами и гранитами. Эта серия прослеживается в северо-восточном направлении, подчиняясь общему структурному плану Белорусской антеклизы. Южное ее продолжение несколько отличается петрографическим составом.

Разрез толщи в отдельных частях структуры усложняется частыми прослоями пара- и ортоамфиболитов, амфибол-гранат-плагиоклазовыми гнейссланцами, гранитоидными метасоматитами и др. Эту серию пород можно отнести не к подгруппе среднего, а к верхам нижнего протерозоя.

Магматические интрузии в синклинальных структурах нижнего и среднего протерозоя Белорусской антеклизы представлены преимущественно пироксенитами, габбро, габбро-диабазами, габбро-норитами, плагиогранитами, микроклинами и двуслюдяными гранитами, диоритами, сиенитами и, возможно, перидотитами. Интрузии последних обнаруживаются на отдельных участках Белорусской антеклизы по продуктам их гидротермального изменения — тальковым и тальково-флогопитовым сланцам.

Далее кратко охарактеризованы важнейшие особенности структурно-формационных зон нижнего протерозоя.

Для Гродненской структурно-формационной зоны весьма типично относительно простое и пологое залегание осадочно-вулканогенной толщи. Более крутое залегание наблюдается в зоне сопряжения с антиклиналью. Набор пород сравнительно однообразен и представлен в основном пятнистыми амфиболовыми сланцами, плагиоклазовыми амфиболитами, гранат-плагиоклаз-амфиболовыми гнейсоватыми

сланцами. В этой толще залегают микроклиновне пегматиты, габо-ро и метасоматические гранодиориты. Весьма характерно присутствие дисперсно рассеянной вкрапленности халькопирита, парагенетически связанной с осадочно-вулканогенной толщей.

Щучинская структурно-формационная зона. По петрографическому набору типов пород, особенностям химизма, геохимическим параметрам, специфической ассоциации рудообразующих элементов метаморфизованные вулканы и осадочные образования этой структурно-формационной зоны заметно отличаются от пород архейского возраста. Для осадочных и осадочно-эффузивных отложений весьма характерны сланцеватость и ритмичная слоистость.

В этой зоне выделяется две серии: дубравская (осадочно-терригенная, спилито-диабазовая и кератофино-спилито-диабазовая формации) и шнипкинская (андезито-дацито-туфосланцевая формация).

Нижняя осадочно-терригенная формация дубравской серии сложена гнейсовыми сланцами, амфиболитами, грубо- и среднеобломочными метагравелитами, претерпевшими сильный кремнистый метасоматоз. Метасоматическим замещением захватываются как базальные горизонты, так и нижние части лежащих на них вулканитов основного состава: габо-ро-диабазов и спилитов. Грубо-обломочные породы по простиранию не прослежены. В одних случаях они залегают на древней метаморфизованной коре выветривания верхнего архея, в других — на кварц-гранат-плагиоклаз-слюдистых кремненных и иных сланцах.

На образованиях осадочно-терригенной формации или непосредственно на породах архея антиклинальных структур залегают породы спилито-диабазовой и спилито-кератофиновой формаций, которые хорошо фиксируются магнитометрией. Самые нижние горизонты этих формаций сложены металиабазами и метаспилитами, выше которых залегает пестрая по составу толща с переслаивающимися основными и кислыми вулканитами и их туфами, представленными в разрезе амфиболитами, плагиоклаз-роговообманковыми и биотитовыми сланцами, кератофирами, гранитоидными метасоматитами и др. На отдельных участках с метаспилитами ассоциируют альбититы, весьма характерные для подводных излияний базальтовых магм /46/.

В контактовой зоне metabазитов и кислых вулканитов, претерпевших метасоматическую переработку, наблюдаются пятна и интенсивная вкрапленность магнетита и сульфидов: пирита,

халькопирита, иногда пирротина с пентландитом.

Андезито-дацито-туфосланцевая формация (шницкинская серия) залегает стратиграфически выше дубравской серии. В ее составе преимущественно метаморфизованные андезиты, дациты, кварцевые порфиры, порфириты, туфы, сланцы, местами проявился железистый метасоматоз, сопровождаемый образованием редкоземельных минералов. Самая верхняя часть разреза сложена субщелочными вулканитами и туфами среднего и кислого состава, кварцевыми порфирами, кварцевыми кератофирами, туфосланцами и другими породами. Заканчивается разрез хемогенными и глинистыми осадками, представленными главным образом метаморфизованными известняками, гранатовыми и актинолит-тремолит-гранатовыми скарнами, амфиболитами, плагиоклаз-роговообманковыми сланцами. Среди пород этой формации имеются прослойки колчеданных руд с халькопиритом, молибденитом, галенитом и сфалеритом.

Дубравская и шницкинская серии продуктивны в отношении колчеданного и медно-колчеданного оруденения. С ними связано и потенциальное полиметаллическое оруденение, проявляющееся в галенит-сфалеритовой вкрапленной минерализации.

Щучинская структурно-формационная зона характеризуется, таким образом, развитием непрерывных вулканогенных формаций с протяженным рядом вулканитов — от базальтов (спилитов), диабазов, кератофиров, кварцевых кератофиров до андезитов, дацитов и кварцевых порфиров. Весьма типична здесь смена вверх по разрезу залегающих внизу вулканитов спилито-диабазовой и спилито-кератофировой формаций вулканитами андезито-дацитовой магмы. Любопытно, что в других эвгеосинклинальных прогибах кристаллического фундамента Белоруссии (например, в Кореличском) резко преобладают вулканиты спилит-диабазовой формации и весьма подчиненное значение имеют кислые вулканиты андезито-дацитовой формации.

Кореличская структурно-формационная зона. В основании ее стратиграфического разреза — осадочно-терригенные и осадочно-вулканогенные отложения, представленные различными по составу гнейсами, сланцами и туфами. Выше они сменяются лавами базальтов и диабазов, переслаивавшихся с осадочно-вулканогенными образованиями. Местами встречается кислые эффузивы типа кварцевых кератофиров и андезитов. Среди этой толши пород залегают дайки диабазов, небольшие интрузии габбро-норитов и амфиболитизации.

1642

рованных пироксенитов. По сравнению со Щучинской структурно-формационной зоной здесь преобладают вулканиты спилито-диабазовой формации и подчиненное значение имеют вулканиты андезито-дацитово-магмы. Перекрывается эта толща метаморфизованными осадочно-терригенными и осадочно-вулканогенными отложениями, имеющими облик гнейсов и сланцев. В этой структурно-формационной зоне локализовано ильменит-магнетитовое оруденение.

Околовская структурно-формационная зона. В 1971 г. А.И.Стасевичем, А.С.Махначом и Г.Г.Доминиковским восточнее Кореличского синклиналиного прогиба выделена околовская осадочно-эффузивная серия. По данным этих авторов, она сложена различными плагиогнейсами (пироксено-биотитовыми, биотито-амфиболовыми, амфиболо-биотитовыми, куммингтонитовыми, гранато-биотитовыми, гранато-биотито-актинолитовыми, гранато-силлиманито-биотитовыми), амфиболитами, хлорито-биотитовыми сланцами и прослоями железистых кварцитов. В составе этой серии ими выделены три свиты: нижняя (амфиболитовая), средняя (железорудная) и верхняя (гнейсовая).

Комплексе осадочно-вулканогенных пород с железистыми кварцитами возник в условиях синклиналиного прогиба. По вещественному составу и текстуре он крайне разнообразен. Весьма типичны полосчатая и неясно полосчатая текстуры. Местами наблюдается косая слоистость. Нередко видна брекчиевидность туфового агрегата. Железистые кварциты представлены магнетито-кварцево-амфиболовыми и амфибол-магнетитовыми прослоями крайне незначительной мощности: 5—8, реже 10—30 и более см. Среди железистых кварцитов нет прослоек железного блеска и железной слюдки, весьма характерных для железистых кварцитов Курской магнитной аномалии и Кривого Рога.

Присутствие в околовской серии различных по составу плагиоклаз-пироксен-амфиболовых, амфибол-плагиоклаз-кварцевых, амфиболовых, пироксен-амфиболовых с гранатом и других прослоев, являющихся продуктами метаморфизма основных и кислых лав, позволяет рассматривать железистые кварциты как осадочно-вулканогенные образования, возникшие в условиях подводного вулканизма.

Полесская структурно-формационная зона занимает особое положение в структуре кристаллического фундамента и стратиграфическом разрезе до-



кембрия. Главнейшие ее особенности хорошо изложены в ряде работ различных исследователей /18 и др./. Наиболее детально она изучена в пределах Микашевичского выступа, в котором исследователи выделяют два участка с различными петрографическими комплексами пород — Микашевичский и Житковичский.

Наиболее древние образования Полесской структурно-формационной зоны представлены высокоглиноземистыми биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми гнейсами и мигматитами, возникшими в процессе метаморфизма осадочной толщи архея. Этими породами сложена незначительная часть Микашевичского блока.

Породы протерозойского возраста распространены более широко. В пределах Микашевичского участка преимущественно развиты роговообманковые диабазы, диориты, "осницкие" граниты, лампрофиры и аплиты. Большинство исследователей они объединены под названием "микашевичский комплекс", который сопоставляется с осницким комплексом северо-западной части Украинского щита. Абсолютный возраст (по роговой обманке и биотиту) роговообманковой диабазы — 1930, а гранита — 1960 млн. лет. Житковичская тектоническая серия сложена породами, различными как по составу, так и по степени метаморфизма и генетической природе: эпидот-хлоритовыми, хлорит-фенгитовыми, кварц-серицитовыми, гранитизированными сланцами, кварцитами, вулканитами, сиенитами, пегматоидными гранитами. Этот комплекс пород получил название житковичского.

Для петрографических комплексов пород этой зоны весьма типично распространение акцессорных редких элементов (бериллия, ниобия), олова и флюоритовой минерализации.

ТЕКТОНИКА Тектоническое строение кристаллического фундамента территории Белоруссии довольно сложное. По относительной глубине залегания в нем выделяются следующие крупные положительные и отрицательные тектонические элементы: положительные тектонические структуры с наиболее высоким залеганием кристаллического фундамента (Белорусская антеклизы, северная часть Украинского кристаллического щита, Микашевичский выступ, западная часть Воронежской антеклизы), отрицательные тектонические структуры с глубоким залеганием кристаллического фундамента (Припятская, Брестская и Оршанская впадины) и тектонические структуры, занимающие промежуточное положение (Полесская, Жлобинская и Латвийская седловины).

Белорусская антеклиза образует положительную структуру, расположенную в западной и центральной частях территории Белоруссии. Юго-восточная ее часть вытянута узкой полосой по направлению к Воронежской антеклизе, от которой отделяется Ллобинской седловиной. На севере Белорусская антеклиза смыкается к Латвийской седловине, а на востоке погружается в сторону Оршанской впадины. На юге она сочленяется широким глубинным разломом с Брестской впадиной, Полесской седловиной и Припятской впадиной. За пределами СССР кристаллический фундамент Белоруссии постепенно погружается: на северо-западе — в сторону Мазурско-Литовской впадины, а на юго-западе — в направлении Припятской впадины.

Таким образом, кристаллический фундамент Белоруссии расположен на разных абсолютных отметках: от 0—100 до 5000—6000 м.

Внутреннее строение кристаллического фундамента отличается большой сложностью. Первые представления о сложной структуре фундамента с геосинклинальным складчатым комплексом в пределах Белорусской антеклизы были высказаны в работах Г.В.Богомолова /9/, С.И.Рынга /74/, Э.Э.Фотиади /98/, Ж.П.Хотько и Б.В.Бондаренко /101/. По данным геологических и геофизических исследований, складчатые структуры характеризуются линейным расположением и вытянуты в северо-восточном направлении. С запада и востока они зажаты древними блоками, имеющими мозаичное строение. В восточном блоке магнитометрией отчетливо фиксируется Витебская и Бобруйская кольцевые структуры. Комплекс пород докембрия Микашевичского выступа также расположен в пределах кольцевой структуры, что подтверждается зональным расположением интрузивных и вулканогенных пород выступа, залеганием в пержанской структуре Украинского щита петрологических аналогов Микашевичского выступа и сходством многих геохимических особенностей и металлогении.

Таким образом, для кристаллического фундамента типичны две формы крупных тектонических структур — кольцевая, типа вулканических кальдер обрушения, и линейно-вытянутая, представляющая чередование узких синклинальных прогибов и антиклинальных поднятий. Каждый тип отличается своими геохимическими и металлогеническими особенностями. Кратко рассмотрим каждую из этих структур.

Л и н е й н о - в ы т я н у т ы е т е к т о н и ч е с к и е с т р у к т у р ы. В результате геологических исслед-

дований последних лет получен новый материал, позволяющий с большой уверенностью рассматривать Белорусскую антеклизу как древнюю геосинклинальную систему, в которой отчетливо выделяются антиклинали и синклинальные прогибы разной глубины заложения.

По Г.Г.Доминиковскому и И.А.Медушевой /36/, в Белорусской антеклизе (с запада на восток) выявлены следующие тектонические структуры низшего порядка: антиклинали — Беловежская, Волковская, Опмяно-Ружанская, Вилейско-Ивацевичская, Ивенецкая; синклинали — Гродненско-Свислочская, Лидско-Зельвинская, Ивьевско-Слонимская, Молодечненско-Барановичская, Плещеницкая, Дукорская. Несколько ранее подобного типа структуры были описаны в работе Б.В.Бондаренко /II/.

Правомерность отнесения Белорусской антеклизы к геосинклинальной системе подтверждается следующими материалами.

1. В поперечном направлении наблюдается закономерное чередование синклинальных прогибов различной глубины заложения с антиклиналями, причем в первых встречаются небольшие блоки архея, интенсивно переработанные в карельскую эпоху складчатости, петрографический состав которых аналогичен составу антиклиналей, сложенных гнейсами, магматитами, гранитными интрузиями, гранитизированными суперкрупными отложениями и др.

2. В синклинальных прогибах глубокого заложения встречены весьма специфичные для геосинклиналей вулканогенные формации с протяженным рядом вулканитов — от базальтов (спилитов), диабазов, кератофиров до андезитов, дацитов и кварцевых порфиров.

3. Синклинальные прогибы глубокого заложения в отдельных районах (например, Щучинском) дугообразно изогнуты и обтекают жесткий блок. В пределах же самого блока имеются синклинальные прогибы неглубокого заложения с более прямолинейным контуром. Вещественный состав прогибов разной глубины заложения не тождественен.

4. В отдельных антиклиналях, возникших за счет поднятия древнего ложа платформы, находятся кольцевые плутоны центрального типа, весьма характерные для архейских структур. К ним относятся рапакивиоподобные граниты района скважины I Волковской антиклинали и интрузии основного состава северной части Белорусской антеклизы /II/.

Взаимоотношение большей части синклинальных прогибов с

архейским комплексом нечеткое. Тектонические границы и контуры структур обычно расплывчатые. Это объясняется появлением второстепенных трогов, залеганием в синклиналильных прогибах частично переработанных метаморфизмом древних глыб, распространением гранитных интрузий и гранитизацией разломных зон, разграничивающих тектонические структуры. Сложность строения массива обусловлена неодинаковой деформированностью различных его частей: наиболее интенсивно они деформированы и смяты в крутые складки вблизи глубинных разломов — именно здесь породы сильно раздроблены, нередко перемешаны, в них проявились процессы метасоматоза.

Но отдельные синклиналильные прогибы типа трогов глубокого заложения проявляются очень четко вследствие внедрения по разломам, отделяющим синклинали от антиклиналей, интрузий основной магмы. В этом отношении типичны Щучинский и Кореличский синклиналильные прогибы, расположенные соответственно западнее и восточнее центрального блока Белорусской антеклизы.

Структурный план и вещественный состав отложений протерозоя и архея Белорусской антеклизы обусловлены характером тектогенеза и дифференцированностью движений отдельных частей фундамента. Еще в позднем архее фундамент был расчленен региональными разломами на ряд крупных блоков типа срединных массивов и мелких глыб, имеющих форму овала или узких и удлиненных блоков. В направлении разломов, простирающихся на сотни километров и отделяющих синклиналильные структуры от антиклиналей, возникли длинные узкие трогои различной глубины заложения. Трогои глубокого заложения опускались с большой скоростью. В них особенно интенсивно проявился вулканизм, о чем свидетельствуют вулканиды и мощные толщи осадочно-вулканогенных образований. Интенсивность вулканизма объясняется растяжением земной коры /66/. Трогои неглубокого заложения опускались медленнее, часто меняя знак движения на обратный. Поэтому мощность и состав осадков здесь несколько иные, чем в узких трогогах.

В результате такого тектонического режима и возникла сложная структура, в которой узкие синклиналильные трогои глубокого заложения с интенсивным проявлением вулканизма ограничивают с запада и востока древний блок, по-видимому, типа срединного массива. В нем развиты наложенные интрагеосинклиналильные трогои неглубокого заложения с несколько иным по

сравнению с эвгеосинклинальными трогами составом отложений. По-видимому, в среднем протерозое этот блок развивался как единая жесткая структура, в которой, однако, по глубинным разломам проявлялся магматизм.

Кольцевые структуры. В кристаллическом фундаменте республики совершенно четко устанавливается три кольцевые структуры: Бобруйская, Витебская и Полесская, рассматриваемые нами как вулканические кальдеры обрушения. Они особенно характерны для докембрийских щитов и платформ и образуются вследствие интенсивного извержения лавы и пирокластических продуктов из магматического очага и обрушения над ним участка земной коры. В образующихся при этом кольцевых разломах и внутрикольцевом пространстве происходит формирование вулканоплутонического комплекса пород различного состава — от ультраосновных до кислых и щелочных. Этим и объясняется многообразие различных типов месторождений руд, связанных с кольцевыми структурами кальдер.

Кольцевые структуры сильно осложнены мелкими интрузиями различной формы, залегающими в жерлах второстепенных вулканов и в трещинах, расположенных внутри и за пределами кольцевого пространства. Процессы гранитизации и постмагматического гидротермального метасоматоза в протерозое и более поздних геологических эпохах особенно сильно затушевывают первичные контуры этих структур и вносят существенные изменения в общий структурный план кристаллического фундамента. Во многом схожи они с древнейшими кольцевыми структурами Земли, обнаруженными на Африканской платформе и Канадском щите, в которых размещаются крупные месторождения различных руд: хрома, никеля, меди и др.

Главнейшие черты геологического строения восточной части кристаллического фундамента и кольцевых структур хорошо выявляются геофизическими исследованиями и анализом геологического материала. Здесь весьма отчетливо выделяются две крупные структуры эллиптической формы /98, II, 47/, окаймленные цепочкой магнитных аномалий интенсивностью более 10 ма. Размеры эллиптических структур восточной Белоруссии значительны: Витебской — длина 175 км, ширина 100 км, Бобруйской — соответственно 110 и около 50 км.

В восточной части фундамента фиксируются также аномалии округлой и овальной формы, оконтуренные геологическими полями с пониженными магнитными свойствами. В геологическом от-

ношения они соответствуют внутрикольцевым плутонам основного состава. По данным магнитометрической съемки, кольцевые структуры различных масштабов проявляются в южном, центральном и северном районах западной части кристаллического фундамента Белоруссии. В геологическом строении восточной его части выявлены кольцевые структуры, в которых по данным геологического анализа можно выделить две разновозрастные геологические формации, представленные образованиями архея и протерозоя. Породы архейского возраста занимают большую часть кристаллического фундамента. Они имеют слабые магнитные свойства и, по-видимому, в основном сложены плагиогнейсами, параамфиболитами, сланцами, гранитизированным комплексом пород.

Выше залегает протерозойский комплекс пород, включающий магнитные аномальные зоны. В пределах площадей, оконтуренных аномалиями эллиптической формы, горные породы, как и породы архея, характеризуются слабыми магнитными свойствами. В стратиграфическом отношении их можно приурочить к более молодым образованиям докембрия — протерозойским, сложенным метаморфизованными вулканогенными, обломочно-вулканогенными и осадочными породами.

Аномальные поля эллиптических структур сложены, по-видимому, интрузивными формациями преимущественно основного (меньше ультраосновного) состава: габбро, оливиновым габбро, габбро-норитами и перидотитами, которые прорывают вмещающие породы по кольцевым разломам. По аналогии с другими регионами здесь возможны также интрузии кислого и щелочного состава. Сами аномалии обусловлены концентрацией в породах магнитных минералов — магнетита и пирротина. В пределах этих аномалий ожидается медно-никелевое сульфидное, магнетитовое и титано-магнетитовое оруденение. В разрывных нарушениях более молодого возраста возможна промышленная минерализация цветных и редких металлов, генетически связанная с гранитоидным и щелочным комплексами пород. Крупные размеры кольцевых структур указывают на проявление мощной магматической деятельности в этом регионе и образование сложного вулканоплутонического комплекса, формирование которого, безусловно, сопровождалось интенсивными постмагматическими процессами с выносом редких элементов гидротермальными растворами и летучими компонентами. Под влиянием этих постмагматических выделений породы кольцевых структур должны были претерпеть сильные преобразования. На отдельных участках этих структур с ин-

тенсивной постмагматической переработкой пород и благоприятными физико-химическими условиями (пористость осадочно-вулканогенных пород, химическое взаимодействие пород с растворами и т.д.) возможно накопление рудных элементов до образования редкометальных месторождений, как это имеет место в подобных структурах южной части кристаллического фундамента Белоруссии — Микашевичском выступе, являющемся северной частью крупной кольцевой структуры.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ МЕТАЛЛОГЕНИИ В КРИС- ТАЛЛИЧЕСКОМ ФУНДАМЕН- ТЕ БЕЛОРУССИИ

Основные вопросы стратиграфии, тектоники и вещественного состава разновозрастных кристаллических комплексов фундамента Белоруссии были освещены выше. Главнейшие черты эпох минерализации, эволюции магматизма и условий осадконакопления в докембрии центральной части Белорусской антеклизы рассмотрены в ряде работ /52 и др./. В настоящем разделе кратко характеризуются некоторые особенности этапов тектоно-магматического цикла развития геосинклинальной системы.

Белорусский кристаллический фундамент пережил два тектоно-магматических цикла геосинклинального развития — архейский и ниже-среднепротерозойский, а также один платформенный (рифейско-вендский) этап. В связи с этим имеет свои отличия и металлогения различных структурных комплексов.

Архейский тектоно-магматический цикл здесь не рассматривается. Основное внимание уделяется ниже-среднепротерозойскому циклу в связи с его наибольшей продуктивностью в отношении оруденения.

В тектоно-магматическом цикле развития ниже-среднепротерозойской геосинклинали можно выделить три этапа, отличающиеся спецификой формаций и характером металлогении: ранний, средний и поздний (табл. I).

На раннем этапе территория Белорусской антеклизы в структурном отношении представляла собой часть весьма подвижного геосинклинального пояса. Тектоническая обстановка региона характеризовалась преобладанием растяжений в земной коре, обусловивших интенсивное погружение отдельных ее частей. Наиболее устойчивое прогибание имело место в узких синклинальных прогибах: Щучинском и Кораличском, расположенных вдоль по окраинам центрального блока. На опускающемся ложе вдали от центров извержения формировались терригенные отложения: глинистые и песчаные грубозернистые. Несколько позже, вслед-

Группа	Под-группа	Верхняя (рифен), венд	1650	Геохроно-логич. (млн. лет)	Факии форм. Мирозван	Геоинклиналь-нальни	1900	Средняя	Геоинклиналь-ный	2600-2800(?)	Геоинклиналь-ный	Археикуан		
												нижний	верхний	
Археикуан	Протерозойская	Верхняя (рифен), венд	1650	Геохроно-логич. (млн. лет)	Факии форм. Мирозван	Геоинклиналь-нальни	1900	Средняя	Геоинклиналь-ный	2600-2800(?)	Геоинклиналь-ный	Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
Археикуан	Протерозойская	Верхняя (рифен), венд	1650	Геохроно-логич. (млн. лет)	Факии форм. Мирозван	Геоинклиналь-нальни	1900	Средняя	Геоинклиналь-ный	2600-2800(?)	Геоинклиналь-ный	Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
Археикуан	Протерозойская	Верхняя (рифен), венд	1650	Геохроно-логич. (млн. лет)	Факии форм. Мирозван	Геоинклиналь-нальни	1900	Средняя	Геоинклиналь-ный	2600-2800(?)	Геоинклиналь-ный	Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
Археикуан	Протерозойская	Верхняя (рифен), венд	1650	Геохроно-логич. (млн. лет)	Факии форм. Мирозван	Геоинклиналь-нальни	1900	Средняя	Геоинклиналь-ный	2600-2800(?)	Геоинклиналь-ный	Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан
												Лисская серия	Волжская серия	Археикуан

Враня прова
Леня текто-
но-макх
чреских
цик-

Суперкратайские
породы серии

Металлические
интрузии

Метаморфические, ультраметамор-
фические и метасоматические
образования

стве прогрессирующего растяжения земной коры и образования расколов, проявился интенсивный подводный вулканизм, местами сопровождавшийся внедрением интрузий. Характер вулканизма, его интенсивность и состав продуктов извержения в различных частях подвижного пояса были неодинаковы. В силу этого на одних участках образовались железисто-кремнисто-вулканогенные осадочные отложения с незначительным распространением лав (Околовская зона), а на других преобладали лавовые излияния с подчиненным им развитием туфов (Кореличская зона). Синклинальное прогибание временами сменялось восходящими движениями земной коры, возникавшими в результате сжатия и обусловившими изменение состава фаций, что отражено в пестром переслаивании пород в вертикальном разрезе: терригенные, осадочно-вулканогенные, вулканогенные и т.д. Вулканические излияния в начале этапа имели основной состав, соответствующий спилитам и диабазам. В стратиграфическом разрезе это отражается в залегании амфиболитов различной мощности. В дальнейшем вулканизм становится кислым, и в верхних горизонтах появляются кератофирны, а местами и подчиненные им спилиты. Вулканическая деятельность в это время сопровождается внедрением габбро, диабазов, габбро-норитов и в небольшом объеме гипербазитов. В результате растяжения земной коры появились узкие и длинные трогги, располагающиеся по окраине центрального блока (массива), которые характеризовались большой скоростью погружения и особенно интенсивным накоплением вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций. На этом этапе развития геосинклинали в осадочно-вулканогенном комплексе происходит накопление рудогенных элементов: меди, никеля, железа, титана, свинца, цинка и марганца. В магматическом комплексе проявляется ильменит-магнетитовое и титано-магнетитовое оруденение и медно-никелевая сульфидная минерализация. Потенциальные рудные месторождения этого этапа: колчеданные, медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, титано-магнетитовые, марганцевые и железистые кварциты.

На среднем этапе (см. табл. I) вследствие преобладания сжатия возникают поднятия и происходит формирование мобильной складчатой системы, в которой появляются поперечные и продольные блоки, на одних участках опущенные, а на других приподнятые на разную высоту. В связи с изменением тектонического режима и преобладанием на отдельных участках поднятий в разрезе исчезают глубоководные и снова появляются тер-

ригенные фации с различной величиной обломков (до грубозернистых). В геологическом разрезе отдельных районов (снизу вверх) это фиксируется сменой известняков грубообломочными осадками (с. Шипки). Вулканизм продолжает быть еще интенсивным и местами бурно проявляется, выбрасывая в подводных условиях огромные массы пирокластов. Продукты вулканизма представлены преимущественно средними и кислыми вулканитами: андезитами, андезито-базальтами, дацитами, кварцевыми порфирами, реже спилитами, местами трахиандезитами. Особенно бурно проявляется эксплозивный вулканизм, продукты которого представлены туфами и туффитами. На среднем этапе интрузивный магматизм выражен преимущественно гранитами: двуслюдяными, микроклиновыми, биотито-роговообманковыми, реже диоритами и сиенитами. Особенно интенсивно проявляются на этом этапе региональный метаморфизм и процессы гранитизации, обусловившие перераспределение ранее накопившихся в вулканогенной и осадочно-вулканогенной толщах рудогенных элементов до образования рудопроявлений и месторождений железа, меди, никеля, кобальта, свинца, цинка и других элементов. Завершилось формирование титано-магнетитовых и ильменит-магнетитовых руд Кореличского синклинального прогиба. Появились некоторые колчеданные и медно-колчеданные рудопроявления, свинцово-цинковая и молибденовая минерализации Щучинской синклинальной зоны, гидротермальные по генезису и возникшие в процессе перетложения ранее выделившихся сульфидов. Интрузивный магматизм кислой магмы местами привел к повышенным концентрациям редкоземельных и редких элементов: церия, лантана, бериллия, ниобия и др.

На позднем этапе происходит тектоническое дробление сформировавшихся структур с образованием разломов, по которым внедряются интрузии габбро-диабазов и гранитов. Формирование интрузий сопровождается проявлением постмагматических гидротермальных процессов. Повторно образуются редкометалльные пегматиты и кварцевые жилы с сульфидами и золотом и появляется новый тип сульфидной минерализации — мельниковит-пирит-марказитовый. На отдельных участках отмечена акцессорная минерализация бериллия и ниобия, а в трещиноватой зоне происходит повышенная концентрация флюорита.

Верхнепротерозойские отложения, возникшие в условиях платформенного режима, могут оказаться рудоносными на цветные и редкие металлы. В зонах активизации при обновлении глубинных

разломов возможно внедрение гранитов и щелочных пород и в связи с этим — образование гидротермального промышленного оруденения ниобия, меди, золота, циркония, флюорита, ртути.

ЭНДОГЕННЫЕ РУД- НЫЕ ФОРМАЦИИ

В соответствии с тектоническим строением, геологией региона и идеями о рудных комплексах /55, 83/ в Белорусском кристаллическом фундаменте нами выделяются следующие рудные формации.

1. Рудные формации раннего этапа тектоно-магматического цикла развития геосинклинали:

1) метаморфогенная железорудная формация железистых кварцитов Околовской интрагеосинклинали — железистые кварциты обычно с куммингтонитом, роговой обманкой, пироксеном, гранатом, биотитом, апатитом /86/;

2) метаморфогенная марганцеворудная формация — ожидается в геосинклинальных зонах в связи с отложением кремнистых осадков, представленных железистыми кварцитами и яшмовидными породами; содержание MnO в кремнистых породах — 0,2—0,3% и более;

3) метаморфогенная титано-магнетитовая формация — выявлена в Кореличском синклинальном прогибе; состав руд титано-магнетитовый, на отдельных участках — ильменит-магнетитовый; в переменных количествах встречаются сульфиды: пирит, халькопирит, пирротин, пентландит, реже галенит и сфалерит; генезис руд сложный; залегание в разрезе рудовмещающей толщи вулканогенных пород типа базальтов и диабазов и осадочно-вулканогенных указывает на весьма достоверный источник железа — магматический очаг; основная масса руд образовалась при осадочно-вулканогенном, или эксталяционно-осадочном процессе, и в меньшей степени — метасоматическом, обусловившем перемещение железа и обогащение им рудной зоны;

4) метаморфогенная формация золотоносных конгломератов — кварцевые гравелиты с пиритом, цирконом, магнетитом, ильменитом, гранатом и другими аксессуориями указывают на возможность обнаружения металлоносных конгломератов в докембрии Белоруссии;

5) метаморфогенная формация андалузит-кианит-силлиманитовых сланцев с рутилом;

6) колчеданная и медно-колчеданная формация — поисковыми критериями являются вулканогенные породы спилит-кератофировой формации и рудопроявления, обнаруженные в виде сплошных

и вкрапленных прослоев пирита и пирит-халькопиритового агрегата в метаморфизованных вулканитах Щучинского синклиналичного прогиба;

7) колчеданно-полиметаллическая формация — на возможное залегание в кристаллическом фундаменте руд указывает отмеченный выше комплекс уже выявленных в Белорусской антеклизе геологических и геохимических факторов, характерных для регионов с полиметаллическим оруденением — эвгеосинклиналичных структур, залегания в этих структурах вулканогенных пород спилит-кератофировой формации, густой вкрапленности в вулканогенных и осадочно-вулканогенных породах сульфидных минералов (пирита, пирротина, халькопирита, пентландита, местами галенита и сфалерита), повышенных содержаний свинца и сопутствующих ему элементов-примесей;

8) хромитовая, титано-магнетитовая и ильменит-магнетитовая, медно-никелево-сульфидная формации: рудопоявления титано-магнетитовой формации обнаруживаются в генетической связи с амфиболизированными пироксенитами и габброидами Кореличского синклиналичного прогиба, внедрившимися в разломы раннего этапа развития геосинклиналичной системы; на потенциальное медно-никелевое сульфидное оруденение магматического типа указывают интрузии норитов и габбро-норитов, содержащих вкрапленность пирротина, пентландита и халькопирита; вопрос о хромитовом оруденении остается неясным.

II. Рудные формации среднего этапа тектоно-магматического цикла развития ниже-среднепротерозойской геосинклинали возникли в условиях мощных тектонических движений и широкого проявления процессов гранитизации метасоматоза и метаморфизма. Для этого этапа характерно внедрение гранитных интрузий, чем и объясняется проявление в них местами повышенных содержаний аксессуарных примесей редких элементов: ниобия, лития, бериллия, олова, редких земель и др. Из наиболее типичных рудных формаций (см. ниже) первые пять обосновываются выявленными минералогическими и геохимическими критериями, а шестая предполагается в соответствии с учением о комплексах (рядах) рудных формаций:

1) формация редкометальных пегматитов — в антиклиналичных структурах выявлены кварц-альбит-микроклиновне пегматиты с аксессуарными примесями редкоземельных элементов, ниобия, бериллия, лития, олова;

2) формация редкометальных, существенно бериллиевых, гид-

ротермально-метасоматических руд — редкометальная минерализация приурочена к метасоматически измененным Гранитам и Дабазам /102/, в составе метасоматитов отмечаются акцессорные: гельвин, фенацит, бернтраундт, гадолинит, топаз, касситерит, малакон, сфен, флюорит, лейкофан;

3) золото-кварцевая и кварц-золото-сульфидная формации, залегающие преимущественно в антиклиналях и тектонических трещинах; встречаются кварцевые и сульфидно-кварц-полевошпатовые жилы с золотом;

4) формация эпигенетических гидротермальных руд сульфидного состава, возникших при метасоматозе в условиях гранитизации и метаморфизма — рудопроявления представлены брекчиями вулканитов и халькопиритом, местами молибденитом, сфалеритом и галенитом, сюда следует отнести потенциальное медно-никелевое сульфидное оруденение; критерием служит интенсивная пирит-пирротин-халькопирит-пентландитовая минерализация в основных породах, измененных метаморфизмом;

5) карбонатитовая формация — устанавливается по залеганиям брекчиевых карбонатитов с редкоземельной минерализацией;

6) кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамит-молибденитовая, кварц-золото-арсенопиритовая формации.

III. Рудные формации позднего этапа ниже-среднепротерозойского тектоно-магматического цикла:

1) формация редкометальных пегматитов;

2) мельниковит-пирит-марказитовая рудная формация с халькопиритом и молибденитом;

3) формация золотоносных кварцево-сульфидных глин;

4) формация флюоритовой минерализации;

5) формация сурьмяно-ртутной минерализации.

В условиях платформенного режима могли возникнуть рудные формации, подобные формациям Сибирской платформы и Балтийского и Украинского щитов Русской платформы: апатит-магнетитовая, апатитовая, лопаритовая, связанные с щелочными интрузиями; медно-никелевая сульфидная, карбонатитовая и формация алмазов, связь которых соответственно устанавливается с трапповым магнетизмом, ультраосновными щелочными массивами и кимберлитами.

На возможность открытия этих рудных формаций указывает косвенные минералого-геохимические критерии и различные геологические факторы: щелочность траппов и повышенная концентрация никеля на отдельных участках их развития, региональ-

ные разломы, секущие кристаллический фундамент и осадочный чехол, и т.д.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Металлогеническое районирование основывается на анализах тектонических структур и формаций геологических комплексов, с которыми связаны рудные месторождения. Применение этого метода позволяет установить ряд закономерностей в размещении и генезисе различных руд. Выяснение закономерностей пространственного распределения и условий образования рудных месторождений в связи с особенностями развития и современным состоянием структур земной коры является одной из главных задач металлогенических исследований /80/. На решение ее и было обращено наше основное внимание.

Результаты геологических исследований позволяют наметить общие закономерности пространственного размещения выявленных и потенциальных рудных месторождений в кристаллическом фундаменте республики. Отчетливо вырисовываются две металлогенические провинции — Полесская и Центрально-Белорусская, заметно отличающиеся друг от друга характером рудоносности и геохимическими особенностями. Это подтверждается охарактеризованными выше рудными формациями. Полесская металлогеническая провинция включает площади Микашевичско-Житковичского выступа и Пержанской зоны на северной окраине Украинского щита. Центрально-Белорусская — систему синклиналильных прогибов и антиклинальных поднятий, рассмотренных в этой главе. Эти провинции совпадают по своему структурному положению с существовавшими в архее и нижнем протерозое геосинклинальными системами.

В пределах выделенных провинций можно наметить структурно-металлогенические зоны — рудоносные структуры с преобладающим развитием характерных типов минеральных месторождений. возникновение которых связано с особенностями тектонического режима, осадконакопления и магматизма /8,80/. Здесь и размещаются рудные месторождения различных металлов. Не трудно видеть, что намеченные ниже структурно-металлогенические зоны возникли в процессе развития геосинклинальной системы и активизации магматизма в пределах древних блоковых структур. Каждая из них характеризуется определенными типами осадочных, осадочно-вулканогенных, вулканогенных и интрузивных комплексов. Весьма существенную роль в локализации рудопроявлений в отдельных районах играли периодически возникав-

шие разрывные тектонические нарушения.

Формирование структурного комплекса протекало на разных стадиях геосинклинального развития, поэтому строение многих структурно-металлогенических зон обычно сложное, вещественный состав руд многокомпонентный, а их генезис различный. Например, в Щучинской зоне обнаружено два горизонта рудопроявлений колчедана и медного колчедана различного генезиса, приуроченных к двум различным формациям вулканогенных комплексов (ниже дается краткая характеристика выделенных структурно-металлогенических зон).

В Центрально-Белорусской металлогенической провинции выделены структурно-металлогенические зоны раннего, среднего и позднего этапов развития геосинклинальной системы.

1. Структурно-металлогенические зоны раннего этапа развития геосинклинали.

1. Разломные зоны Щучинского синклинального прогиба с распространением габбро-норитов и гипербазитов расположены в пределах глубинных разломов, по которым в нижнем протерозое происходило опускание Щучинского геосинклинального прогиба. Разломы отделяют прогиб на западе от Волковыской антиклинали, а на востоке — от Центрального блока (массива). К этому типу зон следует отнести разломы Кореличского синклинального прогиба, по которым происходило внедрение основных и ультраосновных магм, связанных с ильменит-магнетитовыми и титаномагнетитовыми магматическими рудопроявлениями и медно-никелевой сульфидной минерализацией. Структурно-металлогенические зоны этого типа с менее отчетливым проявлением минерализации намечаются во внутренней части центрального блока (массива). Разломы благоприятны для локализации переотложенных сульфидных медно-никелевых руд гидротермального типа.

На среднем этапе по этим разломам повторно внедрялись основные и ультраосновные интрузии, усложняя строение зон и состав рудной минерализации.

2. Щучинская структурно-металлогеническая зона распространения пород спилито-кератофировой формации. Наиболее типичным ее представителем является Щучинский синклинальный прогиб, в западной краевой части которого залегает комплекс пород спилито-кератофировой формации с колчеданным рудопроявлением, состоящим из пирита, пирротина, халькопирита и магнетита. В последнее время эта вулканогенная формация выяв-

лена в Кореличском синклинальном прогибе и Околовской интрагеосинклинали.

3. Кореличская структурно-металлогеническая зона распространения спилито-диабазовой формации. По сравнению со Щучинской зоной здесь преобладает комплекс пород спилито-диабазовой формации с широким развитием родственного по составу интрузивного комплекса пород: габбро, габбро-диабазов и габбро-норитов. Обильно представлены реликтовые прослои гипербазитов — пироксениты. Вулканиты состава андезитов и кератофиров имеют подчиненное значение. С этим комплексом пород связаны титано-магнетитовые и ильменит-магнетитовые рудопроявления. Встречаемая местами в основных породах интенсивная вкрапленность сульфидной минерализации с пирротином, пиритом, халькопиритом и пентландитом является поисковым критерием на потенциальное в этой зоне медно-никелевое сульфидное оруденение.

4. Околовская структурно-металлогеническая зона осадочно-вулканогенного комплекса пород. Наиболее распространены здесь вулканогенно-кремнисто-железистые формации с подчиненными им мелкими прослоями метаморфизованных спилитов и кератофиров. Местами наблюдаются туфы и прослои вулканитов с сульфидной халькопирит-пирит-пирротиновой минерализацией. Наиболее характерно рудопроявление магнетитовых железистых кварцитов.

5. Зоны начальных этапов синклинальных прогибов в современном структурном плане расположены во внутренних частях антиклинальных поднятий, появившихся на самом начальном этапе развития геосинклинальной системы, когда нисходящие тектонические движения сменялись восходящими. В таких зонах (Волковыское антиклинальное поднятие) обнаруживаются кератофиры и основные породы базальтовой магмы, возможны колчеданные месторождения.

II. Структурно-металлогенические зоны среднего этапа развития геосинклинальной системы. С этим этапом связаны два типа рудного комплекса. Первый тип связан с проявлением на первых стадиях этапа андезито-дацитового вулканизма, а второй — с развитием на последующих стадиях интрузивного гранитного магматизма.

I. Шнипкинская структурно-металлогеническая зона распространения андезито-дацитовых и субщелочных вулканитов в структурном отношении находится в синклинальном прогибе. Вулканиты располагаются параллельно комплексу пород спилито-

кератофировой формации. Петрографические типы этой зоны перекрываются отложениями позднего этапа развития геосинклинальной системы или среднего протерозоя, поэтому они нечетко выражены в синклинальных структурах и могут пропускаться при геологических исследованиях. Зона весьма интересна в металлогеническом отношении. На более ранних стадиях этапа проявилась редкоземельная минерализация с торием, а на поздних — гидротермальные образования с сульфидами, молибденитом, халькопиритом, пиритом и местами с полиметаллами — галенитом и сфалеритом.

2. Структурно-металлогенические зоны с интрузиями различных по составу гранитов: двуслюдяных, калиевых и биотит-роговообманковых. Граниты местами характеризуются повышенными концентрациями акцессорных примесей молибдена, TR и редких элементов: бериллия, ниобия, тантала и др. Таким образом, потенциальный рудный комплекс будет существенно редкометальным, представленным гидротермальными жилами и метасоматическими пегматитами.

По структурному положению гранитоидных интрузий необходимо выделить два подтипа зон: а) зоны с расположением гранитных интрузий в средней части синклинальных прогибов (например, южная часть Щучинского синклинального прогиба); б) зоны с интрузиями гранитов в глубинных разломах, разделяющих архейские и нижнепротерозойские структурные комплексы (зоны глубинных разломов, ограничивающих Щучинский синклинальный прогиб).

3. Структурно-металлогенические редкометальные зоны, расположенные среди антиклинальных структур. Здесь обнаружены метасоматические пегматиты с повышенным содержанием циркония, ниобия, тантала и редкоземельных элементов, а также кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы, содержащие золото и сульфидные минералы: халькопирит, молибденит и пирит. Иногда редкометальные пегматиты появляются в синклинальных прогибах (Гродненский) с интенсивным проявлением метасоматических гранодиоритов.

III. Структурно-металлогенические зоны позднего этапа развития геосинклинальной системы. Эти зоны с характерными для них типами минерализации формировались в связи с развитием разрывных тектонических нарушений в условиях жесткого складчатого фундамента. Разрывные структуры развивались в течение очень длительного времени и по существу являются наложенными

на структурно-металлогенические зоны ранних и средних этапов развития геосинклинальной системы. Среди наложенных структурно-металлогенических зон можно выделить два подтипа.

I. Линейно-вытянутые узкие зоны, представленные разрывными тектоническими нарушениями, рассекающими комплекс пород спилито-кератофировой и андезито-дацитово́й формаций. Характерной является мельниковит-пирит-марказитовая сульфидная минерализация с халькопиритом, молибденитом и реже полиметаллами — галенитом и сфалеритом. Весьма типичны повышенные концентрации аксессуарных примесей сурьмы и ртути в более поздних образованиях сульфидных минералов. По-видимому, наиболее перспективны зоны, представляющие собой очень узкие прогибы, возникшие в связи с разрывными нарушениями на уже приподнятой части внутреннего поднятия почти сформировавшейся мобильной складчатой структуры, где развиты вулканогенные породы андезито-дацитово́й формации.

2. Зоны разломов с наиболее молодыми интрузиями гранитов, с которыми связана флюоритовая минерализация. Эти разломы, как уже отмечалось выше, разграничивают архейские и нижнепротерозойские структурные комплексы.

Необходимо заметить также, что во многих структурно-металлогенических зонах, расположенных в пределах влияния глубинных разломов, вследствие повторных тектонических движений в разное время многократно проявлялась магматическая деятельность. Поэтому в них наблюдается многофазная рудная минерализация, возникшая на разных этапах тектоно-магматического цикла. Такие зоны обычно полиминеральны.

IV. Разрывные структурно-металлогенические зоны позднего протерозоя и фанерозоя. Формирование их происходило в условиях, когда территория Белоруссии превратилась в консолидированную складчатую структуру — начало платформенного режима. В это время, вследствие колебательных тектонических движений, в кристаллическом фундаменте появляются глубокие расколы, по которым лава и сопровождающие ее пирокласты выбрасываются на поверхность. Вулканизм носит преимущественно трапповый характер.

Структурно-металлогенические зоны позднего протерозоя и фанерозоя представлены в фундаменте глубинными разломами с оперяющимися их тектоническими трещинами. Наиболее значительны разломы, отграничивающие Припятский прогиб и Брестскую впадину от Белорусской антеклизы и Украинского щита. Есть раз-

ломы и в Оршанской впадине. По тем и другим ожидается разнообразная минерализация: сульфидная медно-никелевая, полиметаллическая, сурьмяно-ртутная, флюоритовая и редкометалльная.

В Полесской металлогенической провинции с кольцевыми структурами относительно хорошо изучена территория, на которой расположена Микашевичско-Житковичская кольцевая структура с отчетливо выраженным зональным строением /18/. Зоны сложены различными типами пород и в ортогональном направлении, с севера на юг, сменяются в такой последовательности: внешняя зона структуры, представленная житковичскими гранитами; зона аффузивных пород с редкометалльной минерализацией, главным образом бериллиевой; зона гранитизированных сланцев с повышенными в некоторых случаях содержаниями олова; метасоматическая сланцево-кварцевая зона с интенсивной пиритовой минерализацией и кварцево-серицитовыми, серицито-хлорито-кварцевыми, фенгитовыми и иными сланцами.

Металлогения Бобруйской и Витебской кольцевых структур сходна с металлогенией Полесской структуры. Однако общая геологическая обстановка позволяет предположить возможное залегание здесь медно-никелевых сульфидных руд магматогенного типа.

ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА КАРЕЛИЧСКОГО МЕСТОРОЖ- ДЕНИЯ ИЛЬМЕНИТ-МАГНЕТИ- ТОВЫХ РУД

В Кореличском синклинальном прогибе Белорусской антеклизы поисково-разведочными работами выявлены ильменит-магнетитовые и титано-магнетитовые с ильменитом руды, генетически и парагенетически связанные с широко распространенными здесь интрузивными и вулканогенными породами основного состава: габбро, габбро-диабазы, диабазы, базальтами (спилитами), габбро-норитами и др. Отдельные работы на эту тему были опубликованы В.Е.Островским /68/, Д.А.Доминиковской и М.К.Кошеченко /35/, Ю.А.Бабкиным, Г.Г.Доминиковским, Г.И.Илькевичем, В.И.Паскевичем, А.И.Свержинским /7/. В нашей книге освещены только главные особенности рудной минерализации. Генезис руд является предметом отдельного исследования, поэтому мы на нем не останавливаемся. Отметим только весьма сложный путь образования этих руд, сформировавшихся при магматическом, осадочно-вулканогенном и метаморфогенном процессах.

По текстурным особенностям выделяются следующие типы руд:

массивные, вкрапленные, пятнистые и полосчатые (сплошные грубополосчатые, вкрапленные и мелкопятнистые, а также ритмично-полосчатые).

М а с с и в н ы е р у д ы. Текстура руд массивная, местами пятнистая со слабо ориентированным расположением рудных агрегатов. Структура мелкозернистая. Рудные минералы составляют 75—80%.

Основная масса руд сложена магнетитом (55%), титано-магнетитом (30%) и ильменитом (15%). В качестве примесей присутствуют рутил, ульвешпинель, сульфиды (пирит, мельниковит-пирит, марказит, халькопирит).

Отчетливо устанавливается три генерации магнетита. Магнетит первой генерации образует основную массу рудного агрегата. В отдельных зернах наблюдается более густой коричневаторозовый оттенок, который обусловлен повышенным содержанием титана. Обычно изотропен, но в некоторых зернах заметна анизотропия, обусловленная микроскопическими включениями посторонних минералов и дефектами в самом магнетите. Зерна изредка идиоморфны, обычно неправильно полигональны, иногда овальные, чаще неправильной и крайне неправильной формы с очень извилистыми "изрезанными" краями, что является результатом его замещения нерудными минералами. Магнетит образует агрегаты с характерной аллотриоморфной структурой. Размер зерен — 0,05—2,5, сростков — 4—5 мм. Местами внутри зерен находятся мелкие реликтовые включения более раннего ильменита неправильной формы. В магнетите часто присутствуют очень тонкие (размер 0,004—0,01 мм) единичные пластинки ильменита. Магнетит второй генерации имеет неправильные формы, не содержит включений ильменита и по оптическим свойствам заметно отличается от магнетита первой генерации. Магнетит третьей генерации находится среди плагиоклазового агрегата в виде разобренных зерен, тонких прожилков и нитевидных образований.

Формы и размеры зерен титано-магнетита, в отличие от магнетита, содержат тонкие пластинки ильменита (размер 0,005мм), расположенные обычно параллельно, реже — в нескольких направлениях (в этом случае в отраженном свете наблюдается решетчатое строение, очень характерное для титано-магнетита).

Ильменита по сравнению с магнетитом значительно меньше. Мономинеральных концентраций не образует. Встречается преимущественно среди магнетитового агрегата в виде отдельных

зерен и реже мелких скоплений, слегка вытянутых в одном направлении. Форма зерен ильменита (размер от 0,08—0,25 до 0,8—2,0 мм) неправильная, иногда округлая, но встречаются столбчатые кристаллы (длина до 1,0 мм) и тонкие пластинки (ширина до 0,1 мм). Наблюдается три генерации ильменита. Ильменит первой генерации находится в виде реликтовых зерен неправильной формы, оптическими свойствами несколько отличается от ильменита поздних генераций более сильной анизотропией и яркими цветными эффектами. Ильменит второй генерации имеет наибольшее распространение. Ильменит третьей генерации образует преимущественно тонкие пластинки среди магнетита. В отраженном свете ильменит второй генерации сероватобелый с коричневатым оттенком, более темным, чем у магнетита. Густота оттенка не во всех зернах одинакова и колеблется от светлых до более темных коричневатых тонов, что объясняется неодинаковым содержанием элементов-примесей. Колебания в содержании последних сказываются и на других оптических параметрах ильменита, в особенности на отражательной способности и анизотропии. Отражательная способность обычно умеренная, но в отдельных зернах бывает слабее умеренной вследствие повышенного содержания гейкилита. Двухотражение в воздухе очень слабое и только в некоторых редко встречающихся сростках достаточно заметное. Анизотропия ильменита в воздухе выражена отчетливо, исключая отдельные зерна, в которых она слабая. Эта особенность нами также объясняется повышенным содержанием гейкилита. Цветные эффекты, большей частью сильные: от светло-сиреневых до коричневых, в некоторых зернах слабые и неяркие. Иногда наблюдается слабое волнистое угасание. В скрещенных николях нередко видны двойники роста ильменита, причем двойниковые пластинки наиболее часто расположены в одном направлении. Толщина их различная (0,01—0,02 мм), иногда почти равная. В ильмените нередко наблюдаются продукты распада твердых растворов в виде включений рутила и изредка ульвешпинели. Наиболее отчетливо включения рутила видны в крупных зернах ильменита в форме кристаллов и иголок, располагающихся в пяти направлениях. При этом в разрезе зерен ильменита возникает решетчатое строение. Выделения ульвешпинели проявляются в одном или двух направлениях в виде агрегатов удлинненной и реже веретенообразной формы. Ильменит слабо замещается сульфидами и очень сильно — магнетитом и плагиоклазами.

Пирит распространен в небольшом количестве — около 1—2%. Форма зерен (размер от 0,02 до 0,25 мм) большей частью неправильная, местами овальная. Редко встречаются более крупные порфиروобласты (0,5 мм). Выявляется две генерации. Пирит первой генерации плотный, большей частью идиоморфный, светло-желтого цвета с очень высокой отражательной способностью. Пирит второй генерации более тусклый и обладает пониженной отражательной способностью. Иногда слабо проявляется анизотропия.

Мельниковит-пирит наблюдается реже пирита. Зерна неправильной формы, мелкие (от 0,08 до 0,15 мм). Местами заметна скорлуповато-зональная структура мельниковит-пирита, хорошо проявляющаяся в связи с различной пористостью зон и изменчивостью их цвета.

Марказит встречается очень редко в виде единичных и мелких зерен неправильной формы. Цвет светло-желтый, отражательная способность очень высокая. Анизотропия весьма сильная с яркими цветными эффектами от сине-фиолетово-серых до светло-зеленых.

Халькопирит наблюдается довольно редко в виде очень мелких таблечек.

Вкрапленные и пятнистые руды представлены густым вкрапленным ильменит-магнетитовым агрегатом (около 60—70%), более мелкозернистым, чем в массивных рудах. Рудные минералы имеют едва заметное ориентированное направление. В составе примесей рудного агрегата — пирит, мельниковит-пирит и рутил. Минеральный состав имеет свои особенности.

Магнетит, как и в сплошных рудах, преобладает над ильменитом. Форма зерен обычно неправильная и неправильно полигональная, размер 0,2—1,0 мм (сростков — до 2,5 мм). Изотропен. Иногда встречаются тонкие пластинки ильменита. Магнетит в отраженном свете имеет более светлую окраску со слабым коричневатым оттенком, что связано с меньшим содержанием титана. Вкрапленность неравномерная: помимо густой вкрапленности, выявляются участки с преобладанием силикатных минералов.

Титано-магнетит распространен крайне неравномерно: в одних прослойках он отсутствует, в других имеет обычное для минералов количество.

Ильменит находится среди магнетитового агрегата в виде отдельных вкрапленников или мелких скоплений, распространенных

весьма неравномерно. Форма зерен (размер 0,25—0,5 мм и более) преимущественно неправильная, иногда неправильно полигональная. Оптические свойства обычные, без резких отклонений. Из включений в отдельных зернах ильменита обнаружены длинно-столбчатые кристаллы рутила. В ильмените иногда встречаются реликты более ранних выделений магнетитовых зерен. Форма их обычно овальная. Зерна ильменита местами заметно деформированы и тогда имеют волнистое угасание. В случае деформации двойников изогнутые пластинки последних создают ложное впечатление скорлуповато-зонального строения ильменита.

Из сульфидных минералов присутствуют пирит и мельниковит-пирит, форма выделения которых чаще неправильная, хотя местами встречаются зерна овальной, округлой и треугольной формы. Размеры зерен пирита здесь достигают 0,8—1,0 мм. Наибольшая концентрация пирита наблюдается среди отдельных скоплений нерудных минералов, расположенных в ильменит-магнетитовом рудном агрегате.

Полосчатые руды представлены несколькими разновидностями.

I. Сплошные грубополосчатые руды. Текстура их отчетливо полосчатая с резко ориентированным расположением рудных минералов. В минеральном составе магнетит, ильменит, титано-магнетит, пирит, марказит, халькопирит, рутил, ульвешпинель. Рудных минералов около 90%.

Магнетит образует главную массу (75%) рудного агрегата. Форма зерен обычно неправильно полигональная с размерами от 0,02—0,5 до 1,5—2,0 мм (крупнее зерен магнетита рассмотренных выше разновидностей руд). В отраженном свете цвет серый, с коричневатым оттенком. Отражательная способность умеренная. Изотропен. Отдельные зерна содержат тонкие пластинки ильменита, иногда перекрещивающиеся в различных направлениях. Нередко количество их значительно. Местами можно наблюдать типичный титано-магнетит с решетчатым строением.

Ильменита, как и в охарактеризованных выше типах руд, меньше, чем магнетита (около 10%). Форма зерен неправильно полигональная, редко столбчатая, размер 0,25—1,5 мм. В отраженном свете цвет серовато-белый с весьма заметным коричневатым оттенком. Отражательная способность умеренная, но в отдельных зернах более сильная, чем в ильменитах описанных руд, что объясняется, по-видимому, большим содержанием элементов-примесей. Анизотропия очень отчетливая и более силь-

ная, чем в ильменитах охарактеризованных выше руд. Цветные эффекты очень сильные и яркие: от светло-сиреневых и сиреневых до темно-коричневых. Местами зерна ильменита сильно раздроблены, но волнистое угасание обнаруживается только в отдельных случаях. В скрещенных николях нередко наблюдаются двойники роста, причем двойниковые пластинки обычно равной толщины (0,02 мм) и расположены в одном направлении. В единичных крупных зернах ильменита выявлено зональное строение. Продукты распада твердых растворов наблюдаются преимущественно в крупных зернах и представлены рутилом и ульвешпинелью. Рутил находится в виде длинностолбчатых тонких кристаллов, располагающихся по нескольким направлениям, тогда как выделения ульвешпинели расположены в одном, реже двух кристаллографических направлениях. В шлифах отчетливо наблюдаются явления замещения ильменита. В наиболее ранний период ильменит замещается магнетитом. Замещение начинается с периферии зерен и продолжается вдоль двойниковых пластинок. Позже ильменит и продукты расплава твердого раствора замещаются плагноклазом, значительно реже и слабее — пиритом.

Пирит в этом рудном агрегате представлен двумя генерациями. Пирит первой генерации распространен в большом количестве (3%), зерна крупнее (размер до 0,5—1,5 мм), идиоморфизм проявляется чаще. Основная масса зерен пирита имеет неправильную форму. Пирит второй генерации выделяется по трещинкам спайности нерудных минералов и в межзерновом пространстве. Формы выделения весьма своеобразны: прожилковидная, нитевидная, скелетная, узорчатая. В парагенезисе с пиритом местами наблюдается халькопирит. Пирит замещает преимущественно магнетит и значительно реже ильменит. Замещение магнетита происходит по контакту зерен, реже — из их центральных частей.

Халькопирит встречается значительно реже пирита. Его единичные мелкие зерна (размером до 0,01—0,5 мм) и пластинки неправильной формы расположены между рудными зернами, а прожилковидные выделения — чаще всего между нерудными минералами.

Марказит по сравнению с другими сульфидами — редкий минерал. Здесь он встречен в виде единичных мелких зерен (размер до 0,25 мм) неправильной формы. Чаще ассоциирует с халькопиритом.

2. Вкрапленные и мелкопятнистые полосчатые руды представ-

ляют собой железные руды в виде вкрапленных и мелкоячеистых агрегатов с отчетливой грубой полосчатостью. В минеральном составе руд — магнетит, ильменит и примеси сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит и борнит).

Магнетит слагает основную массу руд (85%). Форма зерен неправильно полигональная, величина колеблется от 0,25—0,5 до 1,5 мм. Отражательная способность по сравнению с магнетитом массивных руд более высокая. Продукты распада твердого раствора в виде ильменита встречаются редко, титано-магнетит — еще реже.

Ильменит по отношению к магнетиту находится в подчиненном количестве (15%). Форма зерен неправильная и неправильно полигональная величиной от 0,25—0,5 до 1,5 мм. Оптические свойства ильменита заметно отличаются от охарактеризованных выше. Цвет в отраженном свете серый, но с более густым коричневатым оттенком. Двухотражение отчетливо заметное. Анизотропия очень сильная с разнообразными цветными эффектами: светло-сиреневыми, серыми, синевато-сиреневыми, коричневыми, красновато-коричневыми. Подобной картины в других полировках охарактеризованных ранее руд не наблюдалось. Ильменит только местами и весьма слабо замещается сульфидами: пиритом, халькопиритом, пирротином. Особенно сильно он замещается плагиоклазом, в результате чего зерна его изрезаны, а краевые части имеют бухтообразную конфигурацию. Продукты распада твердого раствора в ильменитах этого типа руд не обнаружены, но здесь очень характерно обилие полисинтетических двойников (толщина двойниковых пластинок 0,01—0,025 мм), нередко изогнутых дугообразно и тогда обладающих волнистым угасанием.

Сульфиды по сравнению с предыдущим типом руд имеются здесь в несколько большем количестве. Наибольшая их концентрация наблюдается в прослойках нерудных агрегатов и в контакте между рудными и нерудными прослойками. Пресобладевает пирит.

Пирит, обычно ксеноморфный, редко образует зерна с ровными очертаниями. Размер их до 1,5 мм. В отраженном свете светло-желтый. Отражательная способность несколько выше, чем у пиритов, охарактеризованных ранее.

Пирротин находится в виде зерен неправильно полигональной и неправильной формы размером от 0,01 до 0,6 мм. Часто замещает магнетит и реже — ильменит. В отраженном свете светло-желтый и с коричневато-розовым оттенком. Отражательная спо-

способность высокая. Анизотропия сильная с отчетливыми цветными эффектами от желтовато- до голубовато-серой окраски с различными оттенками: желтоватыми, коричневатыми, красновато-коричневыми. Зерна пирротина местами замещаются пиритом и плагиоклазом. Пирротин содержит продукты распада твердого раствора — пентландит и халькопирит. Пентландит присутствует в нем в виде мелких табличек, веретенообразных и пламене-видных вclusions, халькопирит — в виде мелких табличек, пластинок.

Халькопирит встречается преимущественно в пирротине, реже — среди нерудного и рудного агрегата в виде зерен неправильной формы (размер до 0,025—0,06 мм, очень редко — до 1,25 мм) и мелких пластинок.

Пентландит очень редко встречается обособленно от пирротина и халькопирита. Формы его распространения в пирротине охарактеризованы выше.

Борнит — очень редкий минерал и встречается только в ассоциации с халькопиритом.

3. Ритмично полосчатые руды характеризуются отчетливо полосчатой текстурой, которая обусловлена чередованием рудных и нерудных прослоек, содержащих вкрапленность рудных минералов. Мощность прослоек незначительна: от 3,0—5,0 до 10,0 — 15,0 мм. Границы их нерезкие.

В минеральном составе руд — магнетит, ильменит и примеси сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит). Главную массу руд составляют магнетит (85%) и ильменит (15%). Сульфиды находятся в виде мелких зерен.

Рудные прослойки тонкозернистые (размер 0,3—0,5 мм) и мелкозернистые (от 0,6—0,8 до 1,0 мм), в них присутствуют также включения нерудных минералов (10—15%).

В рудных прослойках ильменит и магнетит большей частью неправильно-полигональной формы, но нередко обладают резким идиоморфизмом. В нерудных прослойках вследствие замещения их плагиоклазом эти минералы представлены преимущественно остаточными реликтовыми зернами. Они имеют меньшие размеры и крайне неправильную форму. Рудные прослойки, состоящие главным образом из ильменит-магнетитового агрегата с подчиненным количеством примесей нерудных минералов, характеризуются ограниченным содержанием сульфидов — всего 1—2%.

В этом типе руд встречаются прослойки с почти равным количеством главных рудных (магнетит, ильменит) и нерудных ме-

нералов. Сульфидных минералов по сравнению с рудными прослойками здесь в два-три раза больше. Рудные минералы преимущественно остаточные. Форма их крайне неправильная. Структура прослоек петельчатая, сходная с сидеронитовой по взаимоотношению остаточных рудных минералов с плагиоклазами, но отличающаяся от последней тем, что плагиоклазы здесь — более поздние образования, возникшие метасоматически по рудным минералам и роговым оманкам. Рудные минералы имеют свои особенности.

Магнетит образует зерна размером от 0,01—0,5 до 1,0 мм. В отраженном свете серый с характерным коричневатым оттенком. Изотропен. Продукты распада твердых растворов встречаются редко и представлены очень тонкими пластинками ильменита. Зерна магнетита местами сильно раздроблены. Типичные зерна титано-магнетита здесь не встречены.

Ильменит в рудных прослойках встречается в виде зерен размером от 0,25—0,5 до 1,25 мм, большая часть которых является остаточными реликтами, сохранившимися от замещения магнетитом и плагиоклазом. Анизотропия ильменитовых зерен отчетливая, но с неяркими цветными эффектами. Двойники ильменита в некоторых прослойках отсутствуют. Продукты распада твердых растворов наблюдаются только в отдельных зернах и представлены тонкими длинностолбчатыми кристаллами рутила.

Сульфиды находятся в небольшом количестве (около 2%) в виде зерен неправильной формы и очень тонких прерывистых прожилков, сложенных пиритом или пиритом и халькопиритом. Пирротин встречается только местами. Особенности распространения редкой вкрапленности отдельных сульфидов описаны ниже.

Пирротин образует зерна неправильной формы (размер от 0,01 до 0,5 мм). Продукты распада твердых растворов в нем представлены преимущественно мелкими пластинками халькопирита и реже — пламенивидными формами пентландита. Отдельные зерна окаймлены тонкой оторочкой пирита шириной 0,015 мм.

Пирит присутствует преимущественно в виде мелких зерен (размер 0,025—0,3 мм). Некоторые из них в отраженном свете имеют красноватый оттенок, что следует объяснять повышенным содержанием в них кобальта.

Для сульфидных минералов весьма характерно неравномерное их распространение. Наименьшее количество сульфидов находится в рудных прослойках и наибольшее — в нерудных, причем

значительное увеличение сульфидов, особенно пирротина, наблюдается в нерудных прослойках со следами интенсивного метасоматоза.

Среди полосчатых руд встречаются прослои, где количество сульфидных минералов (пирротина, пирита, халькопирита и пентландита) по сравнению с охарактеризованными рудами в три раза больше. В таких прослоях часто преобладает пирротин. Форма зерен сульфидов неправильная, иногда крайне неправильная. Однако встречаются полигональные и даже отчетливо идиоморфные зерна пирротина и пирита. Пирротин обычно содержит пламене-видные выделения пентландита. В единичных его зернах встречаются мелкие включения пирита. Халькопирит почти всегда тесно ассоциирует с пиротином.

Таким образом, по минеральному составу и парагенетическим взаимоотношениям текстурные разновидности ильменит-магнетитовых и титано-магнетитовых с ильменитом руд имеют много сходных черт. Но есть и различия, отображающие их генетическую природу и условия образования.

Франском веке.

Франский этап развития указанной территории имеет весьма важное значение для формирования ее современного структурного плана, так как именно с этим этапом связан начало развития Припятской впадины как глубокой региональной структуры типа грабена /59/. Наиболее восточные участки Припятской впадины, территориально и генетически связанные с Днепровско-Донецкой впадиной, являются ключевыми для познания сходства и отличий строения и геологического развития этих двух частей единого Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, чем и вызывается повышенный интерес к изучению строения и состава их подсолевых отложений. Подсолевые образования в рассматриваемой части Припятской впадины имеют наибольшую по сравнению со всеми изученными ранее разрезами мощность, достигающую на Вышемировской площади 365 м (табл.2, рис.2).

Саргаевские отложения Вышемировской площади, детально исследованные в керне скважин З-Р и II-Р, относятся к доломитовому типу разреза. Они мало отличаются по составу и мощности от разновозрастных образований Октябрьской, Вишанской, Давыдовской площадей. Здесь при типичном для этого горизонта двучленном строении (табл.3) в нижней части наряду с вторичными метасоматическими доломитами широко развиты также первично-седиментационные пелитоморфные, а также глинистые доломиты и породы сульфатно-карбонатного и сульфатного состава (ангидриты). Отмечены отдельные маломощные прослои доломитовых мергелей. Верхняя же часть горизонта практически нацело сложена метасоматическими доломитами и глинистыми доломитами. Во всех типах пород имеется незначительная примесь тонкого алевритового материала (кварц, полевые шпаты), детрита растительных организмов.

Метасоматические доломиты, в том числе глинистые (глинистость от 4—5 до 20—25%), с кристаллически зернистым строением преимущественно неслоистые, реже с неясновыраженной или достаточно отчетливой тонкой слоистостью за счет глинистых пленок, ориентированных параллельно плоскости напластования. Величина кристаллов колеблется от 0,02—0,05 мм в сильно глинистых разностях до 0,10—0,25 мм и несколько больше в малоглинистых. В пределах мелко- и микрзернистой размерности наблюдаются самые различные соотношения величин зерен. Иногда на фоне тонкой зернистости выделяются пятна-гнезда, сложенные мозаикой более крупными кристаллами доломита. Форма зерен доломита от неправильно изометрической и неправильно

Таблица 2

Глубина залегания и мощность подсолевого карбонатного комплекса в разрезах Вышемировской и Ветхинской площадей и некоторых скважинах центральной и западной частей Припятской впадины

Скважина	:Глубина залегания : :и мощность (в скоб- :ках) подсолевого : :карбонатного комп- :лекса в целом, м :		Глубина залегания и мощность (в скобках) отдельных частей карбонатного комплекса, м				
	D_3^{ev}	(подсолевая часть):	D_3^{vr}	:	D_3^{sm}	:	D_3^{sr}
Вышемир 3-Р	2849--3214 (365)	2848--2973 (124)	2973--3157(184)	:	3157--3179 (22)	:	3179--3214 (35)
Вышемир II-Р	2585--2950 (365)	2585--2698 (113)	2698--2890(192)	:	2890--2913 (23)	:	2913--2950 (37)
Ветхин I-Р	4217--4563 (>346)	4217--4342 (125)	4342--4532(190)	:	4532--4560 (28)	:	4560--4563 (>3)
Речица I6-Р	2676--2912 (236)	2676--2734 (58)	2734--2851(117)	:	2851--2875 (24)	:	2875--2912 (37)
Осташковичи 4-Р	3443--3633 (190)	3443--3505 (62)	3505--3566 (61)	:	3566--3592 (26)	:	3592--3633 (41)
Горохов I-Р	2753--2905 (152)	2753--2791 (38)	2791--2844 (53)	:	2844--2868 (24)	:	2868--2905 (37)
Петриков 2-Р	2570--2685 (115)	2570--2581 (11)	2581--2616 (35)	:	2616--2646 (30)	:	2646--2685 (39)

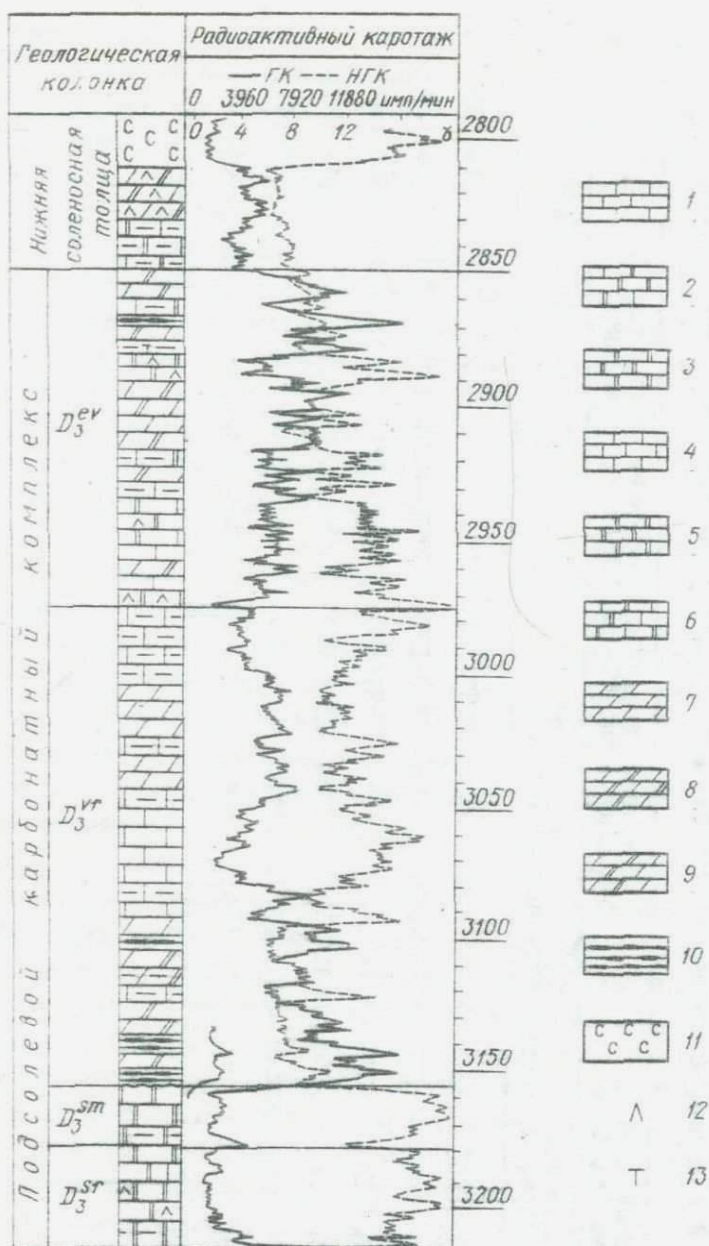


Рис. 2. Промышленно-геофизическая и литологическая характеристика подсолевого карбонатного комплекса Вышемировской скважины 3-Р: 1—известняк; 2—известково-доломитовые породы; 3—доломиты; 4—глинистые известняки; 5—глинистые доломиты; 6—глинистые известково-доломитовые породы; 7—мергели; 8—известково-доломитовые мергели; 9—известково-доломитовые глинистые мергели; 10—глины; 11—каменная соль; 12—сульфатный материал; 13—вулканогенный материал

ромбоэдрической до ромбоэдрической, которая чаще свойственна более глинистым разностям пород. В отдельных образцах из верхней пачки встречается ассимилированная процессом доломитизации неопределяемая фауна. На ряде интервалов отмечены бугор-

Таблица 3

Строение разреза саргаевского горизонта на Вышемировской площади

Скважина	Глубина залегания и мощность (в скобках) частей саргаевского горизонта, м	
	Базальная сульфатно-носная пачка доломитов и глинистых доломитов	Пачка метасоматических доломитов
Вышемир 3-Р	3198—3214 (16)	3179—3198 (19)
Вышемир II-Р	2932—2950 (18)	2913—2932 (19)

чатые стилолиты, трещины и гнезда с ангидритом и более поздней генерацией прозрачных кристаллов доломита. Постоянно встречается рассеянный пирит и тонкий растительный детрит. В нижней части горизонта ряд образцов содержит мелкий алевритовый кварц и полевые шпаты.

Пелитоморфные глинистые доломиты в обеих скважинах подняты только из нижней части горизонта. Они содержат около 20—25% глинистого вещества и в различной степени перекристаллизованы (от однородной микрзернистой в 0,01—0,03 мм раскристаллизации по всему объему породы до линзовидно-прослойной). В этих породах также отмечены обломочный материал, телефицированный и фюзенизированный растительный детрит, рассеянные выделения пирита.

Мергель доломитовый в виде тонких прослоев встречен близ основания горизонта в керне скважины 3-Р. Карбонатная часть породы (51,6%) представлена доломитом пелитоморфно-микрзернистой кристаллизации (от 0,008 до 0,01—0,03 мм). Пелитоморфное глинистое вещество маскируется доломитом. Порода довольно однородная, содержит примесь обломочного материала и растительного детрита.

Доломит-ангидритовые и ангидрит-доломитовые породы с различным соотношением сульфатного и карбонатного компонентов, массивные или неяснослойные, обладают комковато-сгустковым строением: пелитоморфно-мелкозернистый доломит образует в

микрочешуйчатой массе ангидрита сгустки различной величины и формы, а также рассеянные ромбоэдрические выделения (не крупнее 0,05—0,10 мм) на участках с преобладанием ангидрита. Прослой существенно ангидритового состава мощностью до 0,75 м также неоднородны и содержат прожилки и линзы микрозернистого доломита, придающие породе пятнистый облик.

В Ветхинской скважине, пересекая подсолевую карбонатную толщу в непосредственной близости от мощной вулканической постройки и, по-видимому, на отдельных участках представляющей собой выводной канал магмы, вскрыта без отбора керна только самая верхняя часть саргаевского горизонта (см. табл. 2). Затем скважина внедрилась в эффузивные породы, в которых и была закончена бурением на глубине 4582 м.

Семилукские отложения Вышемировской площади отличаются небольшой мощностью (22—23 м) и не имеют отчетливого деления на две пачки. Они охарактеризованы керном только в скважине II-Р. Здесь подняты исключительно метасоматические доломиты с целым рядом разновидностей.

Доломиты серые с преобладанием неправильно-изометрических и неправильно-ромбоэдрических кристаллов, плотно упакованных в средне-мелкозернистую мозаику (0,1—0,5 мм). В породе встречена нацело доломитизированная неопределимая фауна, отмечены стилолиты зубчато-бугорчатого типа с окрашенным битумами глинистым веществом. Присутствуют обрывки растительных тканей, микровыделения пирита.

Доломит битуминозный состоит из сильно расчлененных лапчатых кристаллов величиной от 0,1 до 0,25 мм. Внутри этих зерен и по их периферии (на интергранулярных контактах) распределены неправильно-ромбоэдрические микрокристаллы по 0,015—0,030 мм и несколько крупнее. В межзерновых промежутках и в тонких прожилках располагается глинистое вещество, а также непрозрачные и слабо просвечивающиеся окисленные битумы. Порода трещиноватая. Трещины заполнены кристаллами доломита и ангидрита, ассоциирующими с темноокрашенными битумами.

Доломиты мелко-микрозернистые, обычно слабо глинистые (до 8—10% глинистого вещества), имеют серую и коричневатую-серую окраску и сложены ксеноморфными кристаллами, иногда лапчатыми, величиной по 0,05—0,25 мм, причем более тонкие кристаллы имеют сравнительно простую конфигурацию, приближающуюся к ромбоэдрической. Глинистое вещество локализуется на контактах зерен и распределено неравномерно. В этих породах часто

и в значительном количестве встречается фауна, нацело замещенная доломитом, а поэтому не всегда четко выделяющаяся в шлифах. Отмечены также фосфатные остатки ихтиофауны, фюзенизированные и гелифицированные обрывки растительных тканей. Пирит либо рассеян, либо (гораздо реже) образует небольшие гнезда. Нередко наблюдаются закрытые вторичным доломитом трещины и небольшие каверны.

Преимущественно мелкозернистые слабо глинистые доломиты, более темноокрашенные, содержащие 10—13% некарбонатного материала, состоят из кристаллов от 0,02—0,03 до 0,10 мм, иногда более крупных, но не превышающих 0,15 мм. Неравномерность структуры, судя по проступающим контурам фауны (брахиопод, криноидей, остракод) и других форменных элементов, связана с неоднородностью состава и степени кристалличности исходного известняка, по которому доломит образовался. В породах довольно много тонкораспыленного пирита. Встречаются растительные остатки. В одном из образцов с глубины 2903—2911 м встречены алевритовые зерна кварца и полевых шпатов. Глинистое вещество образует извилистые, окрашенные битумами пленки типа слабо дифференцированных бугорчатых стилолитов.

На Ветхинской площади, где семилукские отложения пройдены в непосредственной близости от вулканического аппарата, действовавшего по крайней мере на протяжении ливенско-задонского времени, они испытали значительное термальное воздействие и поэтому доломиты, поднятые в керне скважины I-P, заметно отличаются от аналогичных пород всех других участков Припятской впадины высокой метаморфизацией органического вещества, заключенного в кавернах, порах и стилолитовых швах. Породы благодаря этому имеют темно-серую, "вороненую" до черной окраску. Они очень крепкие, монолитные, с частыми более светлыми паутинковидными трещинами, заполненными доломитом. Глинистость в нижней части разреза (4545—4560 м) повышенная по сравнению с верхней (4532—4545 м).

В керне, который характеризует только нижнюю часть горизонта, преобладают микро-мелкозернистые разности доломитов и глинистых доломитов, отмечены также преимущественно микрозернистые их разновидности.

Доломиты микро-мелкозернистые неоднородны, их строение на разных участках изменяется от микро- (0,06—0,1 мм) до мелкозернистого (0,10—0,15 до 0,25 мм). В зависимости от плотности упаковки кристаллов среди этого типа пород выделяются

слабо пористые разности с преобладанием зерен неправильной формы, часто лопастных, и доломиты с обилием межзерновых пор, у которых преобладают ромбоэдрические кристаллы. Пory и имеющиеся в породах стилолиты выполнены буровато-черным, сильно метаморфизованным органическим веществом с пиритом, количество которого иногда весьма значительно. Доломитовые ядра раковин и трещины отличаются от окружающих буровато-коричневых зерен вмещающей породы своей высокой прозрачностью. Иногда в ядрах кристаллы доломита крупнее, чем в окружающей массе пород. Трещины обычно ассимилированы в процессе более поздней кристаллизации породы.

Микрозернистые доломиты с кристаллами неправильной формы по 0,06—0,10 мм, плотно соприкасающимися друг с другом, не содержат метаморфизованного органического вещества в порах. В них встречаются трещины, выполненные более чистыми, светлыми кристаллами доломита, гнезда пирита. Встречен прослой желваковых доломитов — темно-серые желваки несколько обособляются от более глинистой почти черной вмещающей массы.

Мелко-микрозернистые глинистые доломиты состоят из участков разной кристалличности (от 0,06 до 0,15 мм). Зерна имеют неправильно-изометрическую до ромбоэдрической форму и не соприкасаются между собой. Их облекает темно-бурое, обильно пропитанное органикой глинистое вещество. Иногда наблюдаются зародышево-стилолитовые текстуры. В отличие от описанных выше пород в глинистых доломитах кристаллы не имеют кремоватой окраски.

Как видно из изложенного, мощности и состав пород саргавских и семилукских отложений Вышемировской и Ветхинской площадей при наличии некоторых специфических особенностей в основном аналогичны таковым на большей части территории Припятской впадины /91, 92, 60, 61, 64/.

Накоплению осадков воронежского горизонта предшествовал перерыв в осадкообразовании. Последовавшая затем трансгрессия распространилась на территорию Припятской впадины с востока и северо-востока. Вследствие этого в основании воронежского горизонта на Вышемировской и Ветхинской площадях отмечены пачки пород, не имеющие аналогов на более западных участках впадины. Мощность воронежского горизонта на этих площадях наибольшая из всех известных разрезов Припятской впадины (см. табл. 2).

Воронежские отложения на Вышемировской, и Ветхинской пло-

Площади имеют однотипное строение: четко подразделяются на четыре пачки (табл. 4, рис. 3), образующие два крупных ритма, которым на других площадях (Стреличево, Речица) В.К. Голубцов, Э.Л. Познякевич /30/ и Л.С. Линник /51/ придают ранг подгоризонтов. В основании нижнего воронежского ритма на востоке Припятской впадины Л.Н. Егорова (ВНИИНефть) на основании изучения фауны остракод предполагает наличие аналогов бурегского (алатырского) горизонта.

В основании воронежских отложений Вышемировской и Ветхинской площадей лежит первая пачка — мергелей и глин — мощностью 53—71 м. Характерно, что нигде в Припятской впадине эта пачка не достигает такой мощности (Речицкая, Тишковская площади на севере — 28—37 м; Стреличевская, Брагинская, Хойникская, Восточно-Ельская на юге — 22—46 м). Это связано с отсутствием на других участках аналогов низов базальной глинисто-мергельной пачки в связи с постепенным распространением ранневоронежской трансгрессии с востока на западные районы Припятской впадины.

В немногочисленном керне из скважины Ветхин I-P базальная пачка представлена доломитовыми и известково-доломитовыми мергелями пелитоморфно-микрозернистой структуры, пестроцветами (зеленые, шоколадно-коричневые тона), нередко с растительными остатками. Породы довольно однообразны по составу. Наряду с массивными отмечаются и слоистые разности.

В вышемировских скважинах З-P и II-P глинисто-мергельная пачка пройдена практически со сплошным отбором керна. Она резко отличается от подстилающих саргаевско-семилуцких и вышележащих пород пестроцветной окраской и может служить прекрасным маркирующим горизонтом для всей восточной части Припятской впадины. Наряду с преобладающими породами типа мергелей и глин с различным содержанием в них карбонатов (кальцита и доломита) в ее разрезе встречены небольшой мощности (0,10—0,90 м) прослои глинистых известняков (З-P и II-P) и глинистых доломитов (З-P), а в нижней части — вулканогенно-осадочных пород (туффилов). Для отложений базальной пачки характерно присутствие фюзенизированных и гелифицированных растительных остатков, фосфатного органического детрита, примеси обломочного материала. Все это в сочетании с пестроцветностью, часто меняющейся карбонатностью и наличием в ряде образцов прямых следов перемыва свидетельствует о мелководном характере отложений.

Глины пачки, содержащие менее 25% карбонатного материала, пестроцветны, отличаются значительным разнообразием веществ-

Таблица 4

Строение воронежских отложений на северо-востоке Припятской впадины

Ритм	П а ч к а	Глубина залегания и мощность (в скобках) по скважинам, м			
		Вышемир 3-Р	Вышемир II-Р	Веткин I-Р	Речица I-Р
Верхний	глинистых известняков	2973—3000 (27)	2698—2723 (25)	4342—4397 (55)	2755—2779 (24)
	мергелей с прослоями глинистых известняков	3000—3049 (49)	2723—2775 (52)	4397—4430 (33)	2779—2807 (28)
Нижний	существенно карбонатных пород	3049—3086 (37)	2775—2825 (50)	4430—4479 (49)	2807—2848 (41)
	мергелей и глин	3086—3157 (71)	2825—2890 (65)	4479—4532 (53)	2848—2878 (30)
Горизонт в целом		2973—3157 (184)	2698—2890 (192)	4342—4532 (190)	2755—2878 (123)

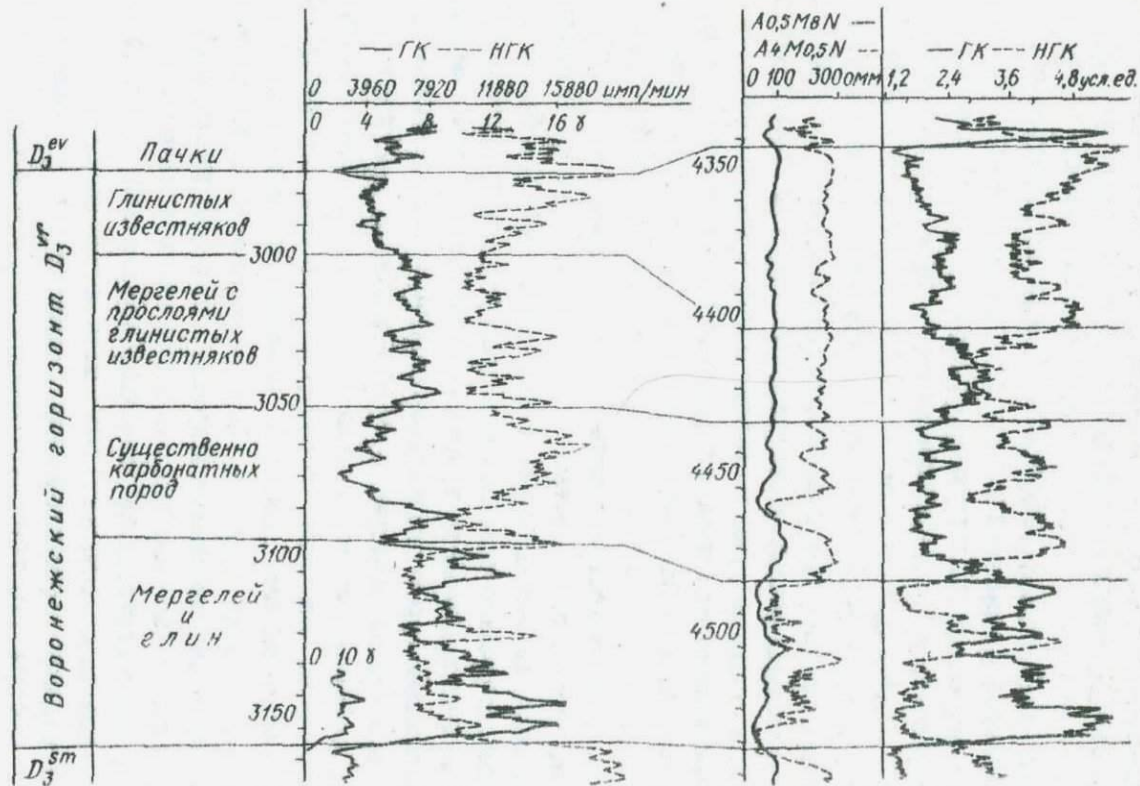


Рис. 3. Воронежский горизонт Вышемязовской (скважина 8-Р) и Ветхинской (скважина 1-Р) площадей. Промыслово-геофизическая характеристика.

венного состава и структурно-текстурных признаков. Обычно это не размокающие в воде аргиллитоподобные разности пород.

Глины известковистые содержат до 10% кальцита, неслоистые, серовато-бурые и серовато-лиловые, неравномерно ожелезненные, гидрослюдистые, с тонкими рассеянными физицированными растительными остатками. Примесь пелитоморфного кальцита распределена в них довольно равномерно. Встречаются редкие ostracods и плоский раковинный детрит. Отмечаются участки с упорядоченным строением глинистой массы типа зеркал скольжения.

Глины доломитисто-известковые характеризуются присутствием доломита (3,5—7,7%) и кальцита (13,0—20,4%) и встречаются значительно чаще известковистых. Это неслоистые или неяснослоистые породы с преобладанием гидрослюдистого состава, иногда с ориентированно-чешуйчатой структурой глинистого вещества. Карбонаты распределены равномерно, послойно-неоднородно (в неяснослоистых разностях) или образуют стяжения причудливых очертаний. Доломит, как правило, кристаллический (зерна величиной до 0,02 мм), а кальцит пелитоморфный. В отдельных образцах отмечены линзочки с полевошпатово-кварцевым алевритовым материалом. Растительные остатки — исключительно характерный ингредиент этих пород (в отдельных образцах их очень много). Встречаются фосфаты органического происхождения, реже — шлам и детрит организмов с кальцитовым скелетом. Пиритизация неравномерная, но отмечается постоянно.

Глины доломитовые содержат 15—20% доломита при полном отсутствии или весьма малом содержании (до 1,0—1,5%) кальцита. Тонкочешуйчатое гидрослюдистое вещество проявляет ориентировку по напластованию, равно как и физицированные и пиритизированные остатки растений. Породы неслоистые, зеленовато-серые с лиловыми пятнами неоднородно распределенных гидроксидов железа. Карбонат в одних образцах пелитоморфный, в других — микрозернистый (0,02—0,03 мм) с нечетко линзовидным распределением. Постоянно присутствует рассеянная примесь мелкоалевритовых корродированных зерен кварца и полевого шпата.

Глины некарбонатные (в отдельных образцах до 1,6% кальцита), сильно ожелезненные, с обилием алевритового материала имеют темно-лилово-коричневый цвет. В скважине II-P близ основания пачки встречена порода из зоны локального размыва. Она состоит из ориентированных по напластованию плоских глинистых обломков песчаной и алевритовой размерности, в разной

степени окисленных, перемешанных с алевритовым и мелкопсаммитовым материалом нормальноосадочного и вулканического происхождения. Цементом служит глинисто-железистая масса.

Мергели и глинистые мергели пачки, содержащие 25—75% карбонатов, отличаются, так же как и глины, значительным разнообразием.

Среди мергелей с кальцитовой карбонатностью и незначительным содержанием доломита выделяется группа глинистых мергелей (кальцита 34,5—40%, доломита 3—8%) и собственно мергелей (кальцита 68,9—76,1% доломита 3,3—8%). В результате перераспределения кальцита для этих пород характерно образование карбонатным веществом более или менее четко выраженных желваков, величина которых колеблется от 0,05—0,25 до 2,0—5,0 мм. Обычной является примесь растительной органики. В более карбонатных разностях много фауны: детрит брахиопод, умбеллы, серпулы, остракоды, остатки скелетов иглокожих, фосфатная органика и т.д. Реже встречаются сравнительно однородные разности.

Мергели доломитисто-известковые имеют более высокое содержание доломита (12—18%) при 30—44% кальцита и около 50% некарбонатных компонентов (46,1—53,9%). Это не только сравнительно однородные неслоистые породы с равномерно распределенными микрокристаллами доломита в глинисто-кальцитовой пелитоморфной массе, с редкой фауной (остракоды) и растительными остатками, но и неоднородные породы с линзовидным распределением глинистого вещества, в которых встречается детрит и шлам серпул, остракод, ихтиофауны, алевритовая примесь кварца и полевых шпатов, много растительной органики. Породы существенно пиритизированы.

Доломитовые мергели с преобладанием доломита (около 55—70%) и незначительной примесью кальцита (редко выше 5—6%) при 28,4—42,4% некарбонатных минералов встречаются в керне чаще других мергельных разностей. Структура пород однородная, пелитоморфно-микровзернистая, с кристаллами, редко превышающими 0,01—0,02 мм. Как правило, доломитовые мергели неслоистые. В них отмечается рассеянный и сконцентрированный в гнездах пирит, примесь физиенизированных остатков растений, редкий мелкий алевритовый материал (кварц, полевые шпаты). Иногда отмечаются фосфаты органогенного происхождения.

Известняки, образующие маломощные прослои, сильно глинистые (до 15—20% и более), пелитоморфны, довольно однород-

ны, с растительным детритом и фауной, содержание и состав которой в разных прослоях отличны. Постоянно отмечаются остракоды, спорадически — детрит брахиопод, гастропод, пелеципод, эхинодермат, трубки серпул. Обычно в глинистых известняках присутствует пирит.

Доломиты глинистые (около 20% глинистого вещества) пелитоморфны, однородны, образуют тонкие прослои среди доломитовых мергелей. В них наблюдается заметное количество тонкого растительного детрита, фюзенизированного и пиритизированного, иногда превращенного в гель.

Туффиты алевро-псаммитовые, псаммитовые и псефито-псаммитовые кристалло-литокластические с переменным соотношением лито- и кристаллокластов встречены в керне скважины 3-Р. Содержание вулканогенного материала в них колеблется от 30—40 до 70—85%. Литокласты среднего со щелочным уклоном состава имеют гиалопилитовые, пилотакситовые (субтрахитовые), гиалиновые и криптокристаллические структуры. Кристаллокласты представлены калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами. Широко развита пелитизация и ожелезнение вулканогенного материала, а также сульфатизация (по трещинам) и карбонатизация.

В ряде образцов имеются линзовидные скопления зерен черного рудного минерала, встречается апатит, а также обломки гранита, вынесенные из кристаллического фундамента при извержении вулкана. Цементом служит глинистая, сильно ожелезненная, неоднородно карбонатизированная масса, глинисто-лейкокосенное вещество или хорошо раскристаллизованный карбонат. Тип цемента — от базального до порового и контактного, чаще — смешанный.

Промежуточной между глинами и туффитами разностью пород являются встреченные в обеих скважинах маломощные прослои неравномерно карбонатизированных глинистых пород с послойно-неоднородно распределенным в них вулканогенным и нормально-осадочным материалом.

Вторая воронежская пачка — существенно карбонатных пород — по мощности (37—50 м) сравнима с одновозрастными образованиями Речицкой площади (см. табл. 4).

В Ветхинской скважине I-Р она представлена исключительно вторичными доломитами черной и темно-серой окраски, очень крепкими, плотными, часто глинистыми. Кристаллическость их меняется от крупно-грубозернистых (0,5—1,6 мм), резко разно-

зернистых (0,1—1,0 мм и 0,06—0,7 мм) до мелко-микрозернистых (0,06—0,25 мм) и мелкозернистых (0,1—0,25 мм) пород. Для всех этих разновидностей характерно наличие черного глубоко метаморфизованного органического вещества, расположенного в угловатых межзерновых порах, на контактах зерен, в стилолитовых швах. Метаморфизация органического вещества объясняется термальным воздействием вулканического аппарата, находящегося в непосредственной близости от пород воронежского горизонта, вскрытых скважиной Ветхия I-Р. Вариации окраски пород связаны исключительно с изменением плотности упаковки зерен доломита и соответственно — с количеством и густотой интергранулярных пор, содержащих метаморфизованное органическое вещество. Форма кристаллов доломита свидетельствует о стесненных условиях перекристаллизации в твердой, консолидированной породе.

На Вышемировской площади вторая пачка (как и вышележащие третья и четвертая) охарактеризована керном только в скважине II-Р. В отличие от Ветхинского разреза карбонатная пачка здесь сложена исключительно известняками (в том числе глинистыми), нередко с фауной. Характерная особенность пород — частые бугорчатые стилолиты. Переход к нижней глинисто-мергельной пачке постепенный — у основания карбонатной пачки возрастает глинистость пород, появляются тонкослоистые и желваковые разности. И вместе с тем граница первой и второй пачек очень четко выделяется (см. рис. 3) на промышленно-геофизических диаграммах нейтронного гамма-каротажа (НГК), гамма-каротажа (ГК), кажущегося сопротивления (КС) и кавернометрии (КС).

Преобладающий тип пород — пелитоморфные кремовато- и коричневатато-серые массивные малоглинистые и глинистые известняки с органогенным детритом и шламом (остракодами, брахиоподами, иглокожими и др.). Иногда встречаются линзовидные прослой слабо перекристаллизованных микрозернистых известняков. Доломитизация неинтенсивная и приурочена главным образом к участкам повышенной глинистости (стилолитовые зоны). Содержание доломита в валовых пробах варьирует от полного отсутствия до 1,5—3%, редко — несколько больше. Он образует микрокристаллы-ромбоэдры от 0,02 до 0,05 мм. Почти постоянно присутствует небольшая примесь алевритового кварца и полевых шпатов, тонкие остатки фюзенизированных растительных тканей, аутигенный пирит.

Известняки с неравномерным, более или менее четко выра-

женным желваковым строением доломитизированы интенсивнее (3,0—13,1%). Фаунистические остатки (брахиоподы, остракоды, серпулы, иглокожие, пелециподы) в них перекристаллизованы и нередко деформированы. Часто среди разнообразия организмов преобладает одна группа — остракоды. Глинистость сильно меняется, достигая максимума в промежутках между желваками. Отмечаются обрывки растительных тканей и микровыделения пирита.

Тонкослоистые комковатые доломитизированные (до 17% доломита) глинистые известняки встречаются у подошвы пачки. Слоистость обусловлена наличием прожилковидных прослоек окрашенного органикой глинистого вещества с частыми выделениями пирита, примесью фюзенизированных обрывков растительных тканей.

Третья воронежская пачка — мергелей с прослоями глинистых известняков — хорошо выделяется на диаграммах ГК более высокой естественной радиоактивностью (однако меньшей, чем базальная воронежская пачка) и относительно пониженными значениями вызванного гамма-излучения (НГК), на фоне которых выделяются аномалии такой же величины, как и у нижележащей карбонатной пачки (см. рис.3). Мощность и интервалы глубин залегания приведены в табл.4.

В ветхинской скважине I-P, где отбор и выход керна невелик (0,2 м из двух керновых интервалов), породы представлены черными мергелями, цвет которых обусловлен наличием тонкорассеянного термально метаморфизованного органического вещества, часто в сочетании с пиритом. В породе встречаются желваки известняка. Их структура — от пелитоморфной до пелитоморфно-микрзернистой. Отмечены перекристаллизованные и сильно измененные органические остатки (створки остракод, детрит брахиопод и др.). В пелитоморфной известково-глинистой массе мергеля в небольшом количестве присутствуют микрокристаллы (по 0,02—0,05 мм) доломита и тонкоалевритовый обломочный материал.

В скважине Вышемир II-P эта пачка представлена довольно однообразным переслаиванием глинистых известняков пелитоморфной и пелитоморфно-микрзернистой структуры (до 0,03 мм) с глинисто-мергельными породами. Характер их чередования на различных интервалах меняется от микрослоистости (в долях мм) до тонкой слоистости (чаще всего 5—20 мм). Отмеча-

ется наклон слоев до $25-40^{\circ}$. Иногда породы приобретают волнисто-слоистое строение. Соотношение мощностей глинисто-мергельных и известняковых прослоев переменное. Лишь на отдельных участках слоистые породы уступают место более или менее ярко выраженным желваковым глинистым известнякам с обычно нечетко обособляющимися известковыми стяжениями в массе более глинистого состава. Содержание некарбонатного материала в валовых пробах составляет $22,4-29,8\%$, в прослоях известняка — $9,1-15,4\%$, в мергельных пропластках — $31,3-32,7\%$. Более глинистые участки породы, как правило, несколько доломитизированы — в них присутствуют ромбоэдры доломита величиной до $0,04$ мм. В отдельных прослоях содержится до $8,9-16,0\%$ доломита, в целом в породах его количество редко превышает $3-5\%$. Постоянно в более глинистых прослоях отмечается примесь тонкого алевритового материала (скопления и рассеянные зерна кварца и полевых шпатов), фюзенизированный и пиритизированный растительный детрит. Интересно, что в керне совершенно отсутствуют остатки фауны с карбонатной раковиной, встречаются лишь редкие обломки органогенного фосфата в нижней части пачки. В отдельных образцах зафиксированы следы придонных волнений, размыва незатвердевшего глинистого осадка, что указывает на мелководный характер отложений пачки.

В скважине Ветхин I-P четвертой воронежской пачки — глинистых известняков — керн представлен известняками с редкими прослоями известково-доломитового мергеля, отличающимися разнообразием структурно-текстурных признаков и различным соотношением карбонатных минералов как между собой, так и с некарбонатными компонентами. Для пород этой пачки также характерна черная или темно-серая окраска, связанная с термальным воздействием вулканического очага на органическое вещество контактирующих с ним пород, наличие обломочного алевритового материала, гнезд ангидрита и селективная доломитизация преимущественно по более глинистым участкам породы. Среди известняков выделяются: доломитистая микрозернисто-пелитоморфная разность с обилием органических остатков (остракод, умбелл, детрита брахиопод и др.) и частыми глинистыми прожилками типа бугорчатых стилолитов; глинистый пелитоморфный доломитистый известняк с обилием остракод; известняк, состоящий из оолитов величиной $0,2-0,5$ мм с ядром из пелитоморфного кальцита, обломков раковин или кварцевых песчинок и микрозернистого ($0,03-0,08$ мм) известково-

го вещества, их цементирующего. Прослой известково-доломитового мергеля микрозернисто-пелитоморфные, неяснослоистые за счет переменного содержания глинистого вещества.

В скважине Вышемир II-Р, судя по керну, породы четвертой пачки незначительно отличаются от пород подстилающей третьей. Однако по каротажу эта пачка достаточно четко выделяется меньшей глинистостью и относительно более высокими значениями НК (однако заметно меньшими, чем для второй, существенно карбонатной пачки). В поднятом керне имеются глинистые известняки, ангидриты и мергели, а также отдельные прослой глинистого доломита.

Глинистые известняки имеют пелитоморфно-микрозернистое строение, близкое к пелитоморфному. Наряду с преобладающими неслоистыми и неотчетливо-желваковыми породами встречаются слоистые (под углом $25-35^{\circ}$) без отдельности по слоям, стиливающимся разной глинистостью. В верхней части пачки наблюдается переслаивание глинистых известняков с микрочешуйчатым ангидритом при подчиненном содержании последнего. Глинистые известняки пачки часто представляют собой породы, близкие к мергелям с 20--25% некарбонатного, преимущественно глинистого материала.

Мергели доломитово-известковые микрозернисто-пелитоморфные (в пелитоморфной глинисто-кальцитовой массе рассеяны микрорезинки доломита величиной 0,02--0,03 и до 0,05 мм) с кальцит-доломитовым соотношением, близким к единице, содержат около 25--30% некарбонатного материала (глинистое вещество, тонкий алеврит, обрывки растительных тканей).

Глинистый доломит из прослоя в нижней части пачки микрозернистый, с корродированными доломитом песчано-алевритовыми обломками кварца и полевых шпатов и значительным содержанием растительных остатков. Глинистое вещество распределено неравномерно, содержание его на разных участках породы изменяется от 18 до 30%.

Завершающая подсолевой карбонатный комплекс часть разреза относится к е в л а н о в с к о м у г о р и з о н т у (см. табл. 2). Верхняя граница комплекса проводится на Вышемировской и Ветхинской площадях, как и везде в Припятской впадине, условно, внутри пачки несолевых пород с обилием вулканогенного материала, так как соленакопление в позднеевляновское—раннеливненское время началось неодновременно на разных его участках. Верхняя граница подсолевого комплекса, таким обра-

зом, не является стратиграфической, а проводится на едином уровне, ниже которого в Припятской впадине не встречено прослоев каменной соли. В подсолевой части евлановского горизонта по сравнению с воронежским повсеместно на территории впадины повышается содержание мергельных и сульфатно-карбонатных пород, глин и ангидритов. Увеличивается количество обломочного материала, возрастает роль доломитовой седиментации. Характерной особенностью евлановских отложений является частое чередование различных типов пород: доломитов, мергелей, известняков, сульфатно-карбонатных пород, ангидритов, глин, алевролитов. А на востоке впадины (в том числе и на рассматриваемых площадях) к ним присовокупляются также вулканогенно-осадочные породы — туфы, туффиты, туфогенные породы.

Евлановская часть подсолевой карбонатной толщи наиболее полно представлена керном на Вышемировской площади. Здесь, в скважинах З-Р и II-Р, в составе часто переслаивающихся между собой пород (от миллиметров и сантиметров до 0,3—1 м) выделяется целый ряд литологических разностей.

Мергели пелитоморфные, неслоистые представляют собой однородный агрегат тонкодисперсного кальцита (68,2% в анализированном образце) и тонкочешуйчатого глинистого вещества (31,8%). Обычно в заметном количестве в них содержится тонкий растительный детрит и микровыделения пирита. Примесь алевролитового обломочного материала незначительна.

Мергели доломитово-известковые, микрозернисто-пелитоморфные, тонкослоистые и линзовидно-слоистые, сложенные микрозернисто-пелитоморфным кальцитом (33—43%), микрозернистым доломитом (8—17%) и тонкодисперсным глинистым веществом, имеют слоистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением этих компонентов, а также содержащегося в различном количестве мелкопсаммитового и алевролитового обломочного материала (зерен кварца, полевых шпатов), часто концентрирующегося в гнездах и линзовидных прослойках. Изредка встречаются неслоистые разности пород, характеризующиеся однородной смесью карбонатного и глинистого материала и содержащие желваки пелитоморфного известняка. Как правило, мергели более или менее обогащены пиритом, растительной органикой, иногда содержат остатки фауны остракод.

Мергели известково- и известковисто-доломитовые, пелитоморфно-микрозернистые, тонко- и линзовидно-слоистые отличаются от вышеописанных пород лишь изменением соотношения кар-

богатых минералов: преобладанием микрозернистого доломита над микрозернисто-пелитоморфным кальцитом, чем обусловлено соответствующее изменение структуры пород (более ощутима перекристаллизация).

Мергели доломитовые, микрозернисто-пелитоморфные и пелитоморфно-микрозернистые, тонкослоистые отличаются от описанных выше пород почти полным отсутствием кальцита.

Мергели доломитовые ангидритосодержащие, микрозернистые и микрозернисто-пелитоморфные, тонкослоистые и линзовидно-слоистые, сложенные микрозернисто-пелитоморфным или микрозернистым доломитом (40—55%) и тонкочешуйчатым глинистым веществом, с тем или иным содержанием ангидрита и значительной примесью алевроитового обломочного материала, имеют слоистую или линзовидно-слоистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением как породообразующих, так и второстепенных слагающих компонентов. Ангидрит присутствует в виде рассеянных в породе тонкопризматических, шестоватых или игольчатых микрокристаллов, ориентированных то параллельно слоистости, то беспорядочно. В некоторых разностях мергелей ангидрит образует частые линзы и гнезда микрокристаллической структуры с беспорядочной или субпараллельной ориентировкой кристаллов. Алевроитовый обломочный материал (зерна кварца и полевых шпатов) часто также концентрируется в гнездах, линзах и линзовидных прослойках, усугубляя неоднородность текстуры. В небольших количествах в породах содержатся растительные остатки и микровыделения пирита.

Мергели доломитисто-известковые, ангидритосодержащие, микрозернисто-пелитоморфные, тонкослоистые и линзовидно-слоистые, неоднородные отличаются от вышеописанных пород главным образом преобладанием кальцита в карбонатной составляющей (30—40% против 10—15% доломита).

Мергели глинистые, известково- и известковисто-доломитовые, ангидритосодержащие, микрозернисто-пелитоморфные, тонкослоистые отличаются главным образом большим содержанием глинистого вещества (до 65—70%) и преобладанием среди карбонатов доломита.

Доломито-ангидритовые породы темно- и кремовато-серые, пелитоморфно-микрозернистые, с весьма неоднородной ступчатой микротекстурой сложены чередующимися участками микрокристаллического ангидрита и пелитоморфно-микрозернистого доломита. Основу пород составляет ангидрит, имеющий обычно микрочешуй-

чатое, шестоватое и волокнистое строение. Доломит присутствует в подчиненном количестве, хотя ромбоэдри его, величиной до 0,05 мм, более или менее равномерно усеивают всю породу, в том числе и ангидритовые участки. Есть примесь алевритового обломочного материала, распределенного неравномерно, иногда гнездами. В составе обломков отмечен как нормально-осадочный (зерна кварца и полевых шпатов), так и вулканогенный (обломки раскристаллизованного вулканогенного стекла и калишпатов) материал. Некоторые образцы содержат много ширита.

Ангидрито-туфогенные породы (ангидритовые туффиты) состоят из обломков эффузивных пород и кристаллов полевых шпатов величиной от 0,05 до 1,6 мм, а также микрзернистого первично-седиментационного ангидрита, выполняющего роль базального цемента. Соотношение вулканогенного материала и цементирующего его ангидрита на разных участках пород различное, но в целом в породах оно примерно равное. Обломки эффузивов принадлежат трахитам с типичной для них структурой и существенно плагиоклазовым породам типа андезитов. Кроме того, присутствует значительное количество обломков сильно измененных, уже неопределимых пород, — видимо, стекловатых.

Глинисто-ангидрито-доломитовые туфогенные породы крайне разнородного состава, неотсортированные состоят из пелитоморфно-микрзернистого глинисто-доломитового материала, многочисленных гнезд микрокристаллического ангидрита, большого количества обломков эффузивных пород и кристаллов полевых шпатов алевритовой и мелкосаммитовой размерности (до 0,3 мм).

Вулканические туфы и туффиты трахитов и, по-видимому, трахит-андезитов, значительно измененные, имеют литокластическую, алевритовую и алевро-мелкосаммитовую структуры с единичными обломками средне- и крупносаммитовой размерности — до 0,6 мм и более. Обломки цементируются ангидритом, кальцитом, доломитом и глинистым веществом как нормально-осадочного происхождения, так и образовавшимися в результате разложения наиболее тонкого вулканогенного материала.

Ангидриты серые и голубовато-серые — микрокристаллические с неодинаковой на разных участках ориентировкой волокнистых и шестоватых кристаллов, карбонатосодержащие — с гнездами, прожилками и прослойками пелитоморфного глинистого известняка и микрокристаллического доломита. Последний присутствует также в виде усеивающих породу ромбоэдрических микрзерен величиной 0,01—0,05 мм. В гнездах известняка иногда

заклучена примесь полевошпатово-кварцевого алевритового материала и микровыделения пирита.

В известняках серых и темно-серых, пелитоморфных и микрозернисто-пелитоморфных, глинистых, нередко со ступчатой микротекстурой глинистое вещество распределяется неравномерно, иногда обуславливая неоднородную, с элементами линзовидной слоистости текстуру; кое-где оно сконцентрировано в прожилках типа бугорчатых стилолитов. Ступчатая микротекстура некоторых участков обусловлена неравномерной петельчатой перекристаллизацией, при которой сохраняются пелитоморфные комочки известкового вещества, обрамленные микрокристаллами кальцита. Встречаются перекристаллизованные остатки известковой фауны, растительные остатки, пирит. Некоторые разности обогащены алевритовым обломочным материалом в одних случаях нормально-осадочным полевошпатово-кварцевым составом, в других — вулканогенным (обломки вулканического стекла и эффузивных пород).

Доломиты микрозернистые и микро-мелкозернистые, слабо глинистые, известковистые, с примесью псаммитово-алевритового обломочного материала имеют слоистую текстуру, обусловленную весьма неравномерным распределением глинистого вещества (иногда в смеси с разложившейся растительной органикой), а также неодинаковой степенью раскристаллизации различных прослоев: в одних зерна имеют размеры порядка 0,02—0,05 мм, в других — 0,15—0,25 мм. Часто между ромбоэдрами доломита наблюдаются ксеноморфные кристаллы кальцита. Обломочный материал представлен зернами кварца, сильно корродированными доломитом, реже — полевыми шпатами. Встречаются обрывки растительных тканей и редкие микровыделения пирита.

В скважине Ветхин I-P керн из евановской части подсолевого карбонатного комплекса отобран крайне скудно. Здесь из четырех керновых интервалов изучены следующие породы.

Доломиты известковистые, глинистые, серые и темно-серые, микро- и пелитоморфно-микрозернистые массивные и линзовидно-слоистые сложены кристаллами преимущественно ромбической формы, среди которых располагаются участки с реликтовой пелитоморфной структурой. Линзовидная слоистость обусловлена прослоями различным содержанием глинистого вещества, ангидрита и алевритового обломочного материала. Последний, представленный обычно плохо окатанными зернами кварца и полевыми шпатами, часто образует в породах гнезда и линзовидные прослои, причем доломит в них характеризуется более крупнозер-

нистой, чем в окружающей массе, перекристаллизацией. Ангидрит присутствует как в рассеянном состоянии в виде одиночных игольчатых кристаллов, иногда располагающихся прослоями, так и в виде линз и гнезд шестовато-волоконистой структуры. Содержание его в породах изменчиво. Глинистое вещество, первоначально содержащееся в тонкорассеянном состоянии (судя по реликтовым пелитоморфным участкам), оттеснено при перекристаллизации в тонкие извилистые прожилки. В наиболее раскристаллизованных участках оно сосредоточено между зернами доломита, обволакивая их тонкими пленками. Некоторые разности доломитов включают примесь вулканогенного материала — алевритовых обломков раскристаллизованного вулканического стекла и кристаллов полевых шпатов. Повсеместно в породах содержатся редкие растительные остатки и неравномерно распределенные микровыделения пирита.

Мергели известковисто- и известково-доломитовые, темно-серого (до черного) цвета, пелитоморфно-микрозернистые, тонкослоистые. Состоят из пелитоморфной глинисто-карбонатной массы, густо усеянной ромбическими микрокристаллами доломита величиной до 0,06 мм. Слоистая текстура пород обусловлена неравномерным соотношением глинистого и карбонатного материала по вертикали и усугубляется послонным распределением содержащейся в породах алевритовой примеси. Алевритовый обломочный материал представлен в основном зернами кварца. Темно-серая (нередко до черной) окраска мергелей объясняется насыщенностью их весьма своеобразным темноокрашенным метаморфизованным органическим веществом, с которым иногда ассоциируют пирит и титанистые минералы. Кроме того, микровыделения пирита часто приурочены к скоплениям алевритового материала.

Ангидрито-доломитовые породы, серые, глинистые, микрозернистые, с большим количеством алевритового обломочного материала, неслоистые сложены беспорядочно чередующимися участками микрозернистого ангидрита и доломита, благодаря чему имеют комковатую микротекстуру. Глинистое вещество сконцентрировано в пленках и тонких извивающихся прожилках. Алевритовый материал (угловатые зерна кварца, полевых шпатов, реже — обломки вулканического стекла) распределен весьма неравномерно, часто образуя гнезда, линзовидные скопления и прослои. Породы обычно в различной степени пиритизированы, причем выделения пирита распределяются также весьма неравномерно.

Глинисто-доломито-ангидритовые породы серые и темно-серые, микрозернисто-пелитоморфные, тонкослоистые сложены пелитоморфным глинисто-доломитовым материалом и игольчатыми или шестоватыми (в шлифе) микрокристаллами ангидрита, ориентированными параллельно плоскости наслоения. Слоистая текстура обусловлена неоднородностью соотношения слагающих породы компонентов по вертикали.

Ангидриты микро- и мелкозернистые, иногда среднезернистые сложены шестоватыми и длиннопризматическими кристаллами величиной до 0,5 мм по длинной оси, ориентированными беспорядочно, параллельно или субпараллельно слоистости. Часто между кристаллами ангидрита наблюдаются редкие равномерно рассеянные ромбоэдры доломита микро- и мелкозернистой размерности. В значительном количестве присутствует алевроитовый обломочный материал, представленный угловато-окатанными, слегка корродированными зернами кварца и полевых шпатов. Распределение его в породах неравномерное, близкое к послойному.

Изученные по керну скважины Ветхин I-P образцы, естественно, не охватывают всего разнообразия пород, которыми сложена здесь евлановская часть разреза подсолевого карбонатного комплекса.

В рассматриваемых разрезах Вышемировской и Ветхинской площадей евлановская подсолевая пачка имеет максимальную из всех до сих пор пробуренных в Припятской впадине скважин мощность — I13—I25 м. Резкое различие в мощностях (см. табл.2) на востоке впадины и западных ее участках (II—27 м) объясняется главным образом неодинаковым темпом погружения в евлановское время. Такое различие в скорости погружения, как это следует из вышеизложенного, ощущается уже с воронежского времени. Это связано с последовательным вовлечением отдельных частей Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена (с юго-востока на северо-запад) в стадию активного прогибания. В позднеживетское и раннефранское (староскольско-кыновское) время это прогибание проявляется только в юго-восточной части (Донбасс). В семилукское время оно распространилось далее на северо-запад (до Белоцерковского выступа), в предворонежское — до Чернигова, а в воронежско-евлановское — на восточную часть Припятской впадины. Дальнейшее распространение прогибания на западные участки Припятской впадины приходится уже на более поздние отрезки франского и фаменского времени.

Таким образом, в осадконакоплении, приведем к образова-

нию подсолевого карбонатного комплекса, на востоке Припятской впадины четко прослеживаются два отличных друг от друга этапа.

Первый этап — саргаевско-семилуцкий — является типично платформенным (стадия синеклизы). Он, согласно Н.П.Хераскову /99/, характеризуется накоплением отложений в условиях мелководной равнины, вызывающим предельно постепенные изменения в свойствах осадков; большой выдержанностью фаций и мощностей; отсутствием значительного поступления обломочного материала, особенно крупного. На этом этапе создаются, таким образом, крайне благоприятные условия для накопления химических и биогенных отложений. Сохранение горизонтальности залегания на значительных площадях, малая дифференцированность мощностей, их небольшие значения свидетельствуют о крайне ограниченной амплитуде и скорости тектонических движений.

Второй этап — воронежско-евлановский — может быть охарактеризован как ранняя стадия развития рифтового грабена. С ним связывается начало формирования на рассматриваемой территории внутриплатформенной впадины, так как именно с воронежского времени после регионального перерыва в осадконакоплении Припятская впадина, заложенная вдоль субширотной системы глубинных разломов, развивалась как грабен в условиях, резко дифференцированных по амплитуде и знаку тектонических движений. Для этого этапа характерна значительная дифференциация мощностей отложений, проявление вулканической деятельности, значительное разнообразие осадков (от сульфатолитов и карбонатов до глин, туффитов и туфов).

В рассмотренных разрезах востока Припятской впадины этапность во время образования подсолевой карбонатной толщи прослеживается наиболее отчетливо, что имеет большое значение для познания истории геологического развития Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, являющегося частью единого сложного пояса разновозрастного проявления активных тектонических движений — Сарматско-Туранского линеамента /I/.

2. Некоторые результаты комплексных исследований пород-коллекторов семилуцких отложений Припятской впадины

Семилуцкие отложения являются основным продуктивным горизонтом подсолевого девона нефтяных месторождений Белорус-

сии. Прямые нефтегазопроявления в виде нефтяных примазок в жидкой нефти в керне, нефтяной пленки на поверхности глинистого раствора в процессе бурения и испытания скважин, повышенные газопоказания и т.п. наблюдались во всех отложениях подсолевого терригенного и карбонатного комплексов девона Припятской впадины. Однако в подсолевом комплексе первый промышленный приток товарной нефти высокого качества был получен из пород-коллекторов семилукских отложений (Речицкая площадь, скважина 6-Р). В процессе дальнейших поисково-разведочных работ промышленная нефтеносность этих отложений была подтверждена на Осташковичской, Вишанской и других площадях.

Семилукские образования представляют исключительный интерес как природный резервуар нефти и газа в силу особого положения, которое они занимают в разрезе подсолевой карбонатной толщи. Особое положение это заключается в том, что с их формированием завершился первый платформенный этап в развитии осадочного чехла, который с воронежского времени сменился этапом формирования на территории Припятской впадины структуры типа рифтового грабена, охватывающим значительный по протяженности отрезок геологического времени до среднего триаса включительно. Этому этапу предшествовал предворонежский перерыв в осадконакоплении, прослеженный также в других районах запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы. Этот перерыв обусловил активное развитие процессов выщелачивания и оказал большое влияние на формирование пород-коллекторов семилукских карбонатных образований.

Семилукские отложения в Припятской впадине имеют небольшую мощность (от 38—35 до 19 м и менее, обычно 25—30 м), что связано с размывом их верхней части во время регионального предворонежского перерыва в осадконакоплении, который достоверно фиксируется литологически наличием в керне ряда скважин зоны выветренных пород на Вишанской, Давыдовской, Северо-Домановичской, Тишковской, Речицкой, Кустовницкой и других площадях.

Разрезы семилукского горизонта большей частью имеют двучленное строение. В основании выделяется пачка карбонатных пород (известняков и доломитов) со значительным содержанием глинистого вещества, верхняя пачка сложена более чистыми светлоокрашенными карбонатными породами. Для отложений горизонта характерны массивные текстуры, широкое развитие стилолитов. Достаточно разнообразно представлены органические ос-

татки (кораллы, мшанки, остракоды, брахиоподы, иглокожие, тентакулиты, харовые водоросли, многокамерные фораминиферы и проч.). Здесь мы не останавливаемся на характеристике типов пород, слагающих семилукский разрез, так как они детально описаны в монографии А.С.Махнача, И.И.Урьева, К.М.Обморышева и А.П.Анпилогова /64/. Отметим лишь, что зафиксированные по керну ряда скважин эпигенетическая ангидритизация и кремне-не оказались в ряде случаев отрицательное влияние на коллекторские свойства пород. Изучение состава семилукских отложений позволило сделать вывод, что во время их накопления на территории Припятской впадины, исключая, по-видимому, лишь самые западные ее участки, существовали условия устойчивого, эпиконтинентального моря с нормальной соленостью вод, на что указывает широкое распространение стеногалинных организмов. Обилие детритовых прослоев, некоторые геохимические показатели, в частности фациальный профиль марганца /I3, I4/, свидетельствуют о том, что море было неглубоким. На западе впадины в отдельные отрезки времени существовали условия, благоприятные для выпадения в осадок доломита. Согласно данным палеомагнитных исследований, территория Припятской впадины в семилукское время находилась в субтропическом и тропическом поясе.

Семилукские отложения на Жлобинской и Полесской седловинах, а также Микашевичском выступе, восточных склонах Белорусской антеклизы и прилежащих участках Оршанской впадины были впоследствии уничтожены древними размывами, а в Припятской впадине сохранились благодаря проявлению в позднефранское и фаменское время устойчивых нисходящих тектонических движений, опустивших эти отложения на значительную глубину. Отсутствие прибрежных фаций в сохранившемся от размыва контуре современного распространения семилукских отложений указывает не столько на значительную удаленность береговой линии, сколько на существенную пенеппенизацию окружающих участков суши. Здесь практически отсутствует кластогенный материал, если не считать редкой песчано-алевритовой примеси в единичных образцах на Ельской (скважина 2I-P) и Вышемировской (скважина II-P) площадях, а также в отдельных скважинах северо-западной части впадины.

Сравнение мощностей рассматриваемых отложений в Припятской впадине, на северо-востоке БССР и в смежных районах показывает, что повсюду здесь существовал сходный режим нор-

мального морского бассейна без ощутимой дифференциации тектонических движений. Необходимо еще раз подчеркнуть, что вопреки традиционным представлениям, не базирующимся на анализе мощностей и состава пород, в семилукское время Припятская впадина еще не существовала в качестве обособленной тектонической структуры, а представляла собой юго-западное замыкание Московской синеклизы.

Семилукский горизонт, как правило, четко выделяется и коррелируется по данным промысловой геофизики /64/. Для пород этого горизонта характерны в основном высокие значения удельного электрического сопротивления, достигающие в некоторых скважинах 1000—2000 ом·м при широком диапазоне изменения (максимальные значения в отдельных случаях определяются единицами ом·м). Семилукским карбонатным отложениям присущи сравнительно низкие значения естественной гамма-активности, несколько увеличивающиеся в подошвенной части горизонта. По данным нейтронного гамма-каротажа, рассматриваемый горизонт является неоднородным по общей пористости, причем породы с повышенной емкостью встречаются в различных его частях (чаще в средней и кровельной). Нефтеносность горизонта, как правило (на 77%), устанавливается по данным комплексной интерпретации диаграмм бокового и нейтронного гамма-каротажа с привлечением всех имеющихся геологических и геофизических данных (ДС, ГК, акустический, газовый, микробоковой каротаж и др.).

Для оценки коллекторских параметров семилукских отложений было проведено определение суммарной пористости пород в интервале горизонта и подсчитаны средневзвешенные по мощности значения пористости по скважинам, где имелись качественные промыслово-геофизические материалы, по данным нейтронного гамма-каротажа с учетом данных гамма-каротажа и кавернометрии. Определения пористости проводились по методу двух опорных пластов, причем за опорный пласт с низкой пористостью (2%) принимались саргаевские плотные известняки, а с высокой (38%) — размытые глины воронежского и пашийско-кыновского (иногда евлановского) горизонтов. Наибольшее количество определений суммарной пористости проведено по скважинам Речицкой и Осташковичской площадей, для которых представилось возможным построить схематические карты изменения пористости, приведенные в работе А.С.Махнача с соавторами /64/.

По Речицкой площади наиболее высокие значения общей пори-

стости (9,5—13,0%) приурочены к сводовой части структуры (скважины 20-Р, 9-Р, 7-Р, 39-Р, 6-Р), в то время как для скважин в крыльевых частях (3-Р, 4-Р, 17-Р) характерны средневзвешенные значения пористости (4,3—6,4%).

На Осташковичской площади в плане распространения пород-коллекторов семилукских отложений можно выделить четыре участка с различными значениями суммарной пористости: два участка с высокими значениями порядка 10—11% (район скважин 20-Р и 22-Р) и два — с низкими значениями порядка 3—6% (район скважин 3-Р и 4-Р). При этом на участке скважин 4-Р и 14-Р наблюдается увеличение пористости от крыльев к своду структуры, а для участков скважин 7-Р и 6-Р, 7-Р и 20-Р характерна обратная закономерность: уменьшение суммарной емкости к сводовой части. Диаметральные противоположные направления изменения суммарной емкости (по отношению к элементам структуры) связаны не столько с неоднородностью структуры межзернового пространства (межзерновой пористости), сколько со спорадическим развитием процесса выщелачивания, обусловившего кавернозность и закарстованность пород.

Ввиду резкой изменчивости емкостных свойств карбонатных семилукских отложений в разрезе и в плане наиболее объективная сравнительная оценка может быть произведена с помощью математического анализа. В этой связи около 300 лабораторных определений открытой пористости (от 0,5 до 8%) было подвергнуто статистической обработке и установлено математическое ожидание среднего значения случайной величины, которая оказалась равной 3,9% для всех доломитовых и известково-доломитовых разностей пород-коллекторов в целом. В сущности, 3,9 — это процент открытой пористости матрицы пород-коллекторов семилукского горизонта, так как все единичные существенно более высокие значения (скажем, от 7 до 8%) относятся уже к кавернозным и закарстованным породам.

В породах семилукского возраста наблюдается определенная зависимость развития вторичных полостей выщелачивания от степени метасоматической доломитизации. Так, в сильно доломитизированных известняках, содержащих 20—50% доломита, и в известковистых доломитах преобладают в основном микрокавернозные полости выщелачивания, а подчиненное положение занимают поры перекристаллизации. Известняки, содержащие до 20% доломита, как правило, являются мало пористыми, но интенсивно трещиноватыми. Наиболее распространенным типом коллектора семилукских отложений является порово-каверново-трещинный с

преобладанием в отдельных случаях порово-трещинного и каверново-трещинного.

Широкое развитие трещиноватости в породах продуктивных горизонтов обуславливает ее ведущую роль в фильтрации флюидов при возбуждении притоков и эксплуатации. При сопоставлении лабораторных определений газопроницаемости образцов керны с вазовой проницаемостью, установленной в пластовых условиях на основании результатов гидродинамических исследований, обнаруживается явное несоответствие. В последнем случае она оказывается на порядок и более выше. Очевидно, в пластовых условиях карбонатного коллектора существует две системы проницаемости: относительно низкая, приуроченная к блокам породы (матрице) и обусловленная системами каналов в основном капиллярных размеров, и более высокая, межблоковая, обусловленная системами трещин с раскрытиями сверхкапиллярных размеров. Такое представление о строении дренажной системы подтверждается необычайно высокими величинами приемистости инъекционных скважин I7-Р и I0-Р (Речицкая площадь), достигающими соответственно 1300 и 1800 м³/сут. при давлении нагнетания 100 атм., и двухслойным характером кривых восстановления давления (Речицкая площадь, скважины 6-Р, 39-Р и др.), обусловленным запаздыванием восстановления давления в блоках матрицы коллектора ввиду низкой пьезопроводности последней по сравнению с таковой в системе межблоковых трещин с раскрытиями сверхкапиллярных размеров. На ведущую роль межблоковой системы трещинной проницаемости, обеспечивающей промышленные притоки жидкости к забоям скважин, указывают и профили притока. Распределение притока по всем без исключения скважинам, по которым он замерялся, носит избирательный характер: работают лишь ограниченные участки нефтенасыщенной мощности пласта, а нередко даже такие интервалы, которые по промыслово-геофизическим данным характеризуются весьма низкими показателями нефтенасыщенности.

Ряд особенностей, присущих карбонатным коллекторам вообще, хорошо прослеживается на разрабатываемых в Припятской впадине месторождениях нефти, которые к настоящему времени покрыты достаточно густой сетью буровых скважин, вскрывших семилукские отложения.

Первая особенность связана с крайней неравномерностью развития межкристаллических пор, каверн и микротрещин в карбонатных коллекторах. Очевидно, микронеоднородность, обуслов-

Ливацкая селективную нефтенасыщенность емкостного пространства коллектора, отражает макронеоднородность самого коллектора, о которой можно судить только по косвенным данным: по профилям притоков и приемистости, данным гидропрослушивания и исследований методом восстановления давления. Именно этой особенностью и определяется разнообразие продуктивности скважин внутри эксплуатационных полей.

Вторая особенность карбонатных коллекторов семилукского горизонта — вертикальная зональность в распределении каверн и трещин по мощности пласта, сложного породами одного и того же литологического состава. Поинтервальное чередование в разрезе участков с большей или меньшей кавернозностью и трещиноватостью обуславливает различную их продуктивность, что подтверждается профилями притока и приемистости. При этом суммарный эффект от определения пористости по промыслово-геофизическим данным не раскрывает сущности изменения коллекторских свойств пласта по отдельным интервалам его мощности, так как определяются средневзвешенные значения, а лабораторные определения по ограниченным образцам керна в большинстве случаев отражают емкость матрицы коллектора. Вместе с тем по отдельным представительным образцам кавернозного керна установлено, что значения открытой емкости могут достигать 20—25%, в то время как по промыслово-геофизическим данным единичные значения даже по самым узким интервалам разреза едва достигают 15%. Можно привести аналогичные данные и о несоизмеримости значений проницаемости, определенной различными способами, и о ее вариациях по мощности пласта-коллектора.

Третья особенность карбонатных пород-коллекторов семилукских отложений выражается в наличии горизонтальной зональности коллекторских свойств, которая в пределах даже небольшой площади определяется локализацией неравноценных по емкостным и фильтрационным свойствам полей. Оценить горизонтальную зональность изменения фильтрационных свойств пород в пластовых условиях представилась возможность на Речицкой и Осташковичской площадях благодаря обширной информации, базирующейся на материалах по большому количеству пробуренных скважин. Так, на Речицкой площади по коэффициенту гидропроводности, а следовательно, и проницаемости, выделяется вдоль простирания структуры с юго-востока на северо-запад четыре неравноценных по занимаемой площади поля с гидропроводностью

соответственно 900, 1100, 800 и снова 1100 $\frac{\text{д.см}}{\text{см}}$. Проницаемость пород в массиве коллектора увеличивается как в направлении от крыла в сторону свода (скважины 48-Р, 51-Р, 16-Р → 55-Р → 25-Р, 24-Р → 59-Р), так и наоборот — от свода в сторону крыла (скважины 81-Р → 7-Р → 39-Р, 6-Р → 1-Р). Ввиду того, что в пределах той или иной структуры величина проницаемости изменяется в весьма широком диапазоне (на Речицкой площади от 3083 мд в скважине 51-Р до практически непроницаемых пород в скважине 3-Р), усредненные значения проницаемости пласта коллектора не могут служить критерием для сравнительной характеристики данной структуры по отношению к другим площадям.

Проведенный анализ результатов комплексного исследования коллекторских свойств семилукских отложений свидетельствует о резкой изменчивости емкостных и фильтрационных характеристик пород по вертикали и площади их распространения даже в пределах отдельной части локальной структуры, поэтому едва ли можно уверенно прогнозировать эти свойства только на основании материалов одной скважины, а тем более распространять их на значительную площадь, не рискуя допустить серьезную ошибку.

В условиях Припятской впадины, где в среднем одна скважина, вскрывая семилукские отложения, приходится на площадь около 200 км², построение прогнозных карт распространения карбонатных пород-коллекторов возможно пока только в первом приближении. Достоверность таких карт прежде всего обусловлена степенью освещенности разреза представительным керновым материалом, качеством и полнотой промыслово-геофизических и гидродинамических исследований и т.д. Поэтому при районировании пространственного размещения пород-коллекторов семилукских отложений нами были приняты во внимание следующие критерии:

- 1) общая направленность степени доломитизации пород, способствующая развитию процессов выщелачивания;
- 2) мощность наиболее высокоемких пропластков ($h_{эф}$) и ее соотношение с общей мощностью ($H_{ог}$) семилукского горизонта;
- 3) общая направленность изменений суммарной открытой емкости (m_0) и проницаемости пород-коллекторов в пластовых условиях ($K_{пл}$) по наибольшему количеству случайных высок. При этом учитывались и такие литологические сведения, как проявление процессов эпигенетической сульфатизации и окремнения пород, развитие стилолитизации и т.д.

В связи с этим на территории Припятской впадины произведено схематическое районирование и выделены следующие области:

1) область распространения пород-коллекторов с высокими коллекторскими свойствами: $\frac{h_{\text{эф}}}{H_{\text{об}}} (0,3-0,65)$, $K_{\text{пл}}$ до 3 д, m_c с учетом каверн до 25%, территориально приуроченная к северной структурной зоне Припятской впадины /3I/;

2) область, территориально соответствующая центральной зоне Припятской впадины и отнесенная нами к области распространения пород-коллекторов семилукских отложений с хорошими коллекторскими свойствами: $\frac{h_{\text{эф}}}{H_{\text{об}}} (0,3-0,57)$, $K_{\text{пл}}$ до 1 д, m_c с учетом каверн до 20% (при этом следует отметить сложный и недостаточно изученный характер изменения коллекторских свойств пород центральной зоны Припятской впадины, требующий дальнейших комплексных исследований);

3) область распространения пород-коллекторов с удовлетворительными коллекторскими свойствами: $\frac{h_{\text{эф}}}{H_{\text{об}}} (0,22-0,5)$, $K_{\text{пл}}$ до 0,5 д и m_c с учетом каверн до 15%, территориально приуроченная к южной структурной зоне Припятской впадины, в пределах которой, однако, могут быть встречены участки с хорошими и даже высокими емкостно-фильтрационными показателями.

Промышленные скопления нефти в породах-коллекторах семилукских отложений установлены на Речицкой, Осташковичской и Вишанской площадях. По условиям залегания и типу ловушки нефтяные залежи относятся к пластовым, тектонически экранированным. Высота их на отдельных структурах достигает 165—285 м. По товарным свойствам нефти семилукских отложений относятся к классу малосернистых, подклассу высокосмолистых, группе парафиновых. Среднесуточные дебиты нефти по скважинам изменяются от 80 до 400 т/сут., а притоки воды достигают 527 м³/сут.

Высокие и стабильные дебиты пластовых флюидов свидетельствуют о достаточно хороших коллекторских свойствах пород семилукской части разреза девона Припятской впадины. Предвронезский перерыв в осадконакоплении, региональный характер которого доказан /9I/, обусловил активное развитие процессов выщелачивания на всей территории Припятской впадины, что позволяет рассматривать семилукские отложения на этой территории как регионально перспективные на нефть и газ в благоприятных структурно-тектонических условиях.

3. Промыслово-геофизическая характеристика подсолевых отложений девона Припятской впадины в связи с их нефтеносностью

Исследуемые при каротаже карбонатного и терригенного комплексов подсолевых отложений девона Припятской впадины интервалы представлены обычно известняками, доломитами, мергелисто-глинистыми породами, песчаниками, алевролитами, ангидритом, каменной солью. Характерными особенностями проведения каротажа в подсолевых отложениях девона являются: проходка скважин на буровом растворе с низким удельным электрическим сопротивлением (0,026—0,070 ом·м), что приводит к снижению эффективности большинства методов электрокаротажа, и сложная структура порового пространства карбонатных коллекторов с развитой трещиноватостью и кавернозностью, обуславливающая трудность однозначной оценки нефтеносности разреза по данным каротажа.

Применявшийся в этих сложных геолого-технических условиях промыслово-геофизический комплекс представлен в табл. 5. Помимо перечисленных методов геофизических исследований скважин, в опытным порядке проводились и другие измерения: гамма-гамма-каротаж (ГГК), замеры бокового каротажа (БК) по методу двух растворов, замеры БК до и после работ с испытателями пластов, регистрация спонтанной поляризации (ПС) в скважинах с высокоминерализованным раствором против нефтеносных пород, замеры с зондом прискважинной зоны (ЗПЗ) и т.д. Эти работы имели эпизодический характер и не вышли из стадии опробования.

При изучении литологической характеристики отдельных пластов и пачек в интервале подсолевых отложений учитывались следующие особенности каротажных диаграмм для различных пород.

Для каменной соли в подошвенной части нижней соленосной толщи характерны максимальные показания НГК, минимальные значения естественной гамма-активности, высокие кажущиеся сопротивления, размыв стенок скважин.

В кровельной части подсолевого карбонатного комплекса в ряде случаев могут быть выделены прослой ангидрита, характеризующиеся также максимальными значениями кривых НГК и КС, глубокими минимумами на кривой ГК и отсутствием каверн.

Пласты глин в разрезе подсолевых отложений девона выделяются по максимальным показаниям на кривых КГ, по минимумам

Таблица 5

Сведения о комплексе промыслово-геофизических исследований,
применявшемся при изучении подсолевых отложений девона Припятской впадины

Метод исследования	Применявшиеся зонды и аппаратура; особенности исследования	Масштаб : глубин :	Примечание
Газовый каротаж	регистрация суммарного газосодержания бурового раствора, определение компонентного состава углеводородов, люминесцентно-битуминологические исследования шлама, керна и проб раствора; регистрация скорости бурения	I : 500 I : 200	исследования проводились в процессе бурения
Стандартный электрокаротаж (КС)	№ 2, 5МО, 5А (№8, 5МО, 5А); А2, 5МО, 5N	I : 500	
Боковое каротажное зондирование (БКЗ)	А0, 5МО, 1N; А1, 0МО, 1N; А2, 5МО, 5N ; А4, 0МО, 5N; А8, 0МЛ, 0N; N0, 5М4, 0А	I : 200	в последние годы применяется неполное БКЗ или отдельные зонды
Боковой каротаж (БК)	АБК-3	I : 200	с 1968 г. включен в обязательный комплекс исследования скважин
Кавернометрия (ДС)		I : 500 I : 200	
Радиоактивный каротаж (РК)	гамма-каротаж (ГК), нейтронный гамма-каротаж (НГК)	I : 500 I : 200	первые годы применения РК характеризуются низким качеством диаграмм
Микрокаротаж (МЗ)	А0, 025МО, 025N; А0, 05N	I : 200	до 1966 г. применялась раздельная регистрация

Термометрические исследования	определение геотермического градиента; опытные работы при неустановившемся тепловом режиме	I : 500	проведены в немногих скважинах
Акустический каротаж (АК)	СПАК-2; И ₂ О, 5И ₁ 2, 3П; И ₂ 1, 04И ₁ 2, 2ИП; регистрация интервального времени пробега продольных волн и ослабления их амплитуд	I : 200	исследования начали проводиться в последние годы
Микрофоковой каротаж (МБК)	КМБК-3 и др.	I : 200	опытно-методические работы в отдельных скважинах проводились в связи с низкой эффективностью микрозондов
Регистрация диаграмм ИС		I : 500	проведена лишь в нескольких скважинах со сравнительно пресным буровым раствором

на кривых НГК и КС и наличием каверн в стволе скважины.

В отличие от глин мергелистые породы, характеризующиеся также высокими значениями гамма-активности и низкими показаниями на диаграммах КС и НГК, могут быть выделены по отсутствию заметного размыва стенок скважины.

По диаграммам стандартного промышленно-геофизического комплекса нельзя отделить доломиты от известняков, представляется возможность выделить в общем неглинистые карбонатные породы, отличающиеся близкими к минимальным значениями естественной радиоактивности, повышенными значениями КС и НГК, отсутствием каверн. Для этих пород характерны различные показания НГК и методов каротажа по сопротивлению в зависимости от их коллекторских свойств, трещиноватости, глинистости, нефтенасыщенности и т.д. Естественная гамма-активность карбонатов повышается с увеличением их глинистости.

Обычно в терригенной части разреза девона по каротажным диаграммам трудно разделить песчаники и алевролиты — выделяются в общем песчано-алевролитовые пласты. Основным признаком для их выделения является очень низкое (порядка 0,4—2,0 ом·м) удельное электрическое сопротивление, дополнительными — близость фактического диаметра скважины к номинальному (особенно наличие глинистой корки), несколько более высокие по сравнению с карбонатными породами значения КК и более низкие показания НГК.

В пярнуском и наровском горизонтах часто встречаются пласты уплотненных пород, которые по данным каротажа определяются как карбонатные, хотя такими же характеристиками могут обладать и пласты очень плотных песчаников. Таким образом, выделение отдельных типов пород по каротажу в некоторых случаях может быть неоднозначным.

В карбонатной части разреза при выделении коллекторов целесообразно учитывать в первую очередь данные НГК, позволяющие оценить общую пористость. Учет глинистости карбонатных пород может быть проведен по диаграммам гамма-каротажа. Наличие глинистой корки, устанавливаемое по кавернограмме, можно расценивать как одно из доказательств повышенных коллекторских свойств, однако коллекторы могут характеризоваться также номинальным значением диаметра и даже размывом стенок скважины. Одним из признаков повышенных коллекторских свойств в водоносной части разреза может служить снижение электрического сопротивления карбонатных пород. При выделении коллекторов в нефтеносной части разреза следует учиты-

вать данные интерпретации нормализованных диаграмм БК и НК.

В терригенной части разреза в качестве возможных коллекторов по данным каротажа можно выделить песчано-алевролитовые (иногда карбонатные) породы с минимальной глинистостью (судя по кривой ГК). Так как породы терригенного комплекса в рассмотренных скважинах в подавляющем большинстве полностью водонасыщены, минимальные значения их электрического сопротивления можно расценивать как признак повышенной пористости. Особенности интерпретации кавернограмм в терригенном комплексе такие, как и в карбонатной части разреза.

В общем при выделении коллекторов в подсолевых отложениях девона по данным промысловой геофизики приняты критерии основывающиеся в первую очередь на емкостных свойствах пород (общей пористости или величине, близкой к ней); фильтрационные же свойства определить не представляется возможным. При решении этого вопроса для нефтеносных отложений могут оказать большую помощь повторные замеры во времени по методу бокового каротажа (БКЗ) и повторные исследования этими методами со сменой бурового раствора в скважине раствором другой минерализации (метод двух растворов, который может оказаться эффективным в нефтеносном и водоносном разрезе).

Для терригенного комплекса значения мощностей пород-коллекторов, выделяемых по данным промысловой геофизики, следует рассматривать как верхний предел возможных значений эффективной мощности, для карбонатного — как нижний, так как представляется возможным выделить только коллекторы с повышенной общей пористостью. Применявшийся комплекс исследований не позволяет выделить в разрезе коллекторы с трещинным типом пористости.

При рассмотрении промыслово-геофизических материалов подсолевых отложений девона использовано принятое в монографии А.С.Махнач и др. /64/ деление Припятской впадины на северную, центральную и южную структурные зоны. В данной работе рассматриваются те же площади и преимущественно те же скважины, что и в упомянутой книге.

ПОДСОЛЕВОЙ ТЕРРИГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

П я р н у с к и й и н а р о в с к и й г о р и з о н т ы. Отложения, условно относимые к пярнускому горизонту /27/, присутствуют не во всех скважинах, вскрывших подсолевой терригенный комплекс. По данным каротажа они характеризуются по-разному: в большинстве скважин

(I-Р, 3-Р Речицкой, 4-Р Копаткевичской, 6-Р Петриковской, 4-Р Шестовичской, I-Р Буйновичской площадей) полностью или частично сложены песчано-алевролитовыми породами, в скважинах I-Р Стреличевской и I-Р Брагинской площадей представлены более глинистой пачкой пород. В разрезах скважин пярнуский горизонт обычно выделяется низкими (до 50 ом·м) удельными электрическими сопротивлениями и пониженными значениями естественной гамма-активности пород (рис. 4, 5). Мощность горизонта в рассмотренных скважинах изменяется от 7 до 36 м.

Кажущееся электрическое сопротивление пород этого горизонта по диаграммам стандартных градиент-зонда и потенциал-зонда изменяется от 0,5 до 20—40 ом·м при сопротивлении бурового раствора 0,04—0,06 ом·м. Удельное электрическое сопротивление песчано-алевролитовых пластов по данным БКЗ колеблется в пределах 0,4—8 ом·м, причем наиболее низкие значения (0,4—2 ом·м) приурочены к породам наивысшей пористости. Для пластов, представленных весьма уплотненными породами, по БКЗ получены значения удельного сопротивления в 20—50 ом·м.

Естественная гамма-активность пород пярнуского горизонта в зависимости от их литологического состава колеблется от 2 до 14 γ и выше, причем для песчаных и карбонатных разностей в основном характерны значения 2—8 γ , а для глинисто-мергельных пачек — выше 12.

Наровский горизонт распространен шире и отличается значительно большей мощностью. Геофизическая характеристика горизонта составлена по данным каротажа 35 скважин различных площадей: I-Р Ново-Дубровской, I-Р Глусской, I-Р, 2-Р, 4-Р Октябрьской, I-Р, 3-Р Вишанской, I-Р, 2-Р, 4-Р Северо-Домановичской, 2-Р, 5-Р, 9-Р Давыдовской, 7-Р Остальковичской, I-Р, 3-Р, 7-Р Речицкой (северная структурная зона); 4-Р Копаткевичской, 6-Р Петриковской, 3-Р, 4-Р Шестовичской, I-Р Сколодинской, 3-Р Вышемировской (центральная структурная зона); I-Р Буйновичской, I-Р Анисимовской, 2I-Р, 23-Р Ельской: I-Р, II-Р Наровлянской, I-Р Хойникской, I-Р, 2-Р, 4-Р Стреличевской, I-Р Брагинской, 2-Р Туровской (южная структурная зона).

На диаграммах электрического каротажа породы наровского горизонта характеризуются более высокими значениями кажущегося удельного сопротивления, чем подстилающие и вышележащие отложения живецкого возраста (см. рис. 4, 5).

По данным промышленной геофизики рассматриваемый горизонт достаточно четко расчленяется на песчано-алевролитовые (а в

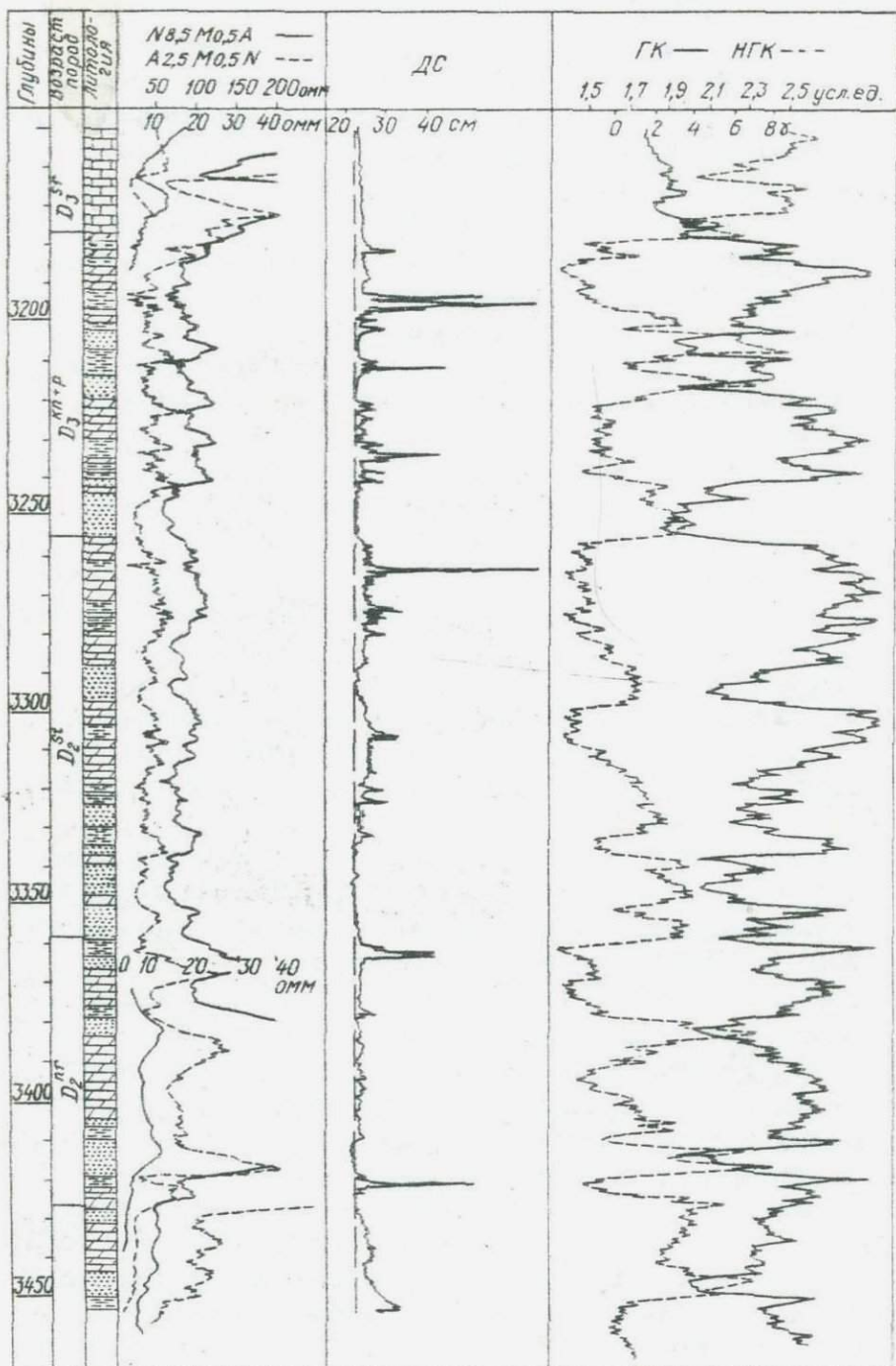


Рис. 4. Диаграммы промыслово-геофизических исследований и литологическая колонка подселевых терригенных отложений девона по скважине 5-Р Давыдовской площади (северная структурная зона). Условные обозначения см. на рис. 6

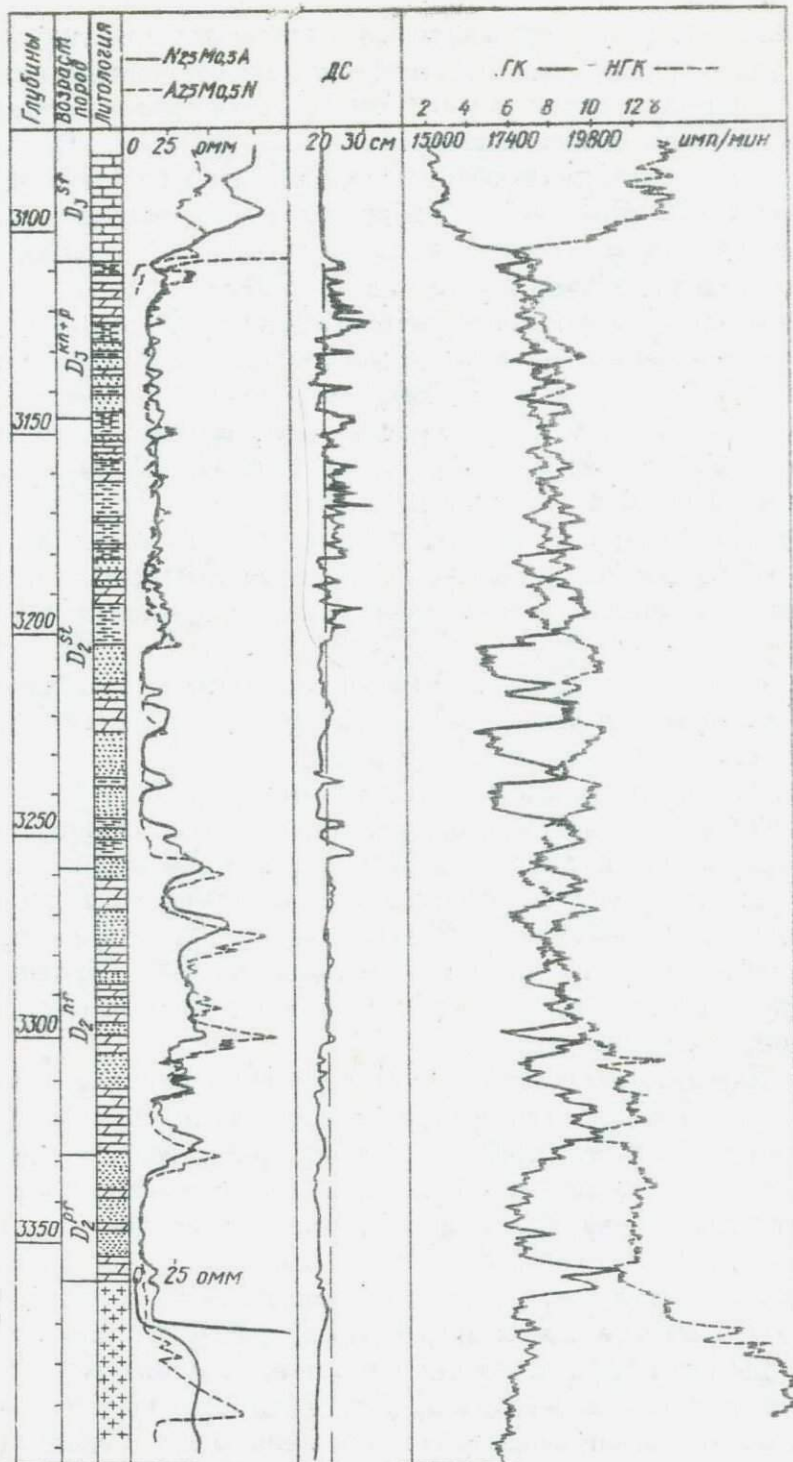


Рис. 5. Диаграммы промыслово-геофизических исследований и литологическая колонка подсоловых терригенных отложений девона по скважине 4-Р Шестовичской площади (центральная структурная зона Припятской впадины). Условные обозначения см. на рис. 8.

отдельных случаях карбонатные) и глинисто-мергелистые пласты и прослои (см. рис. 4, 5, 6). Суммарная мощность песчано-алевролитовых и карбонатных пачек в интервале горизонта изменяется от 2 до 56 м, причем наименьшие значения мощности (2—10 м) характерны преимущественно для скважин южной структурной зоны. Для этих пород характерны и небольшие отклонения фактического диаметра скважины по кавернограмме от номинального его значения (в пределах от -3 до +4 см).

Кажущиеся сопротивления по диаграммам стандартного потенциал-зонда чаще всего имеют сравнительно невысокие значения — 1,0—10,0 ом·м, по диаграммам стандартного градиент-зонда — 2,0—40,0 ом·м. Удельные электрические сопротивления по БКЗ колеблются в пределах от 0,65 до 55,0 ом·м, причем наиболее часто встречаются значения от 8,0 до 25,0 ом·м. По данным бокового каротажа, который более детально характеризует прослой малой мощности, диапазон изменения сопротивления неглинистых пород значительно шире — от 5 до 300 и более ом·м.

Значения естественной гамма-активности рассматриваемых пород в основном равны 4—8 γ , для НКК наиболее характерны значения в 1,3—2,6 условных единиц.

В отдельных скважинах Вишанской площади (I-P, 3-P) в подошвенной части наровского горизонта встречены своеобразные плотные (судя по НКК) породы с низкой гамма-активностью и высоким электрическим сопротивлением по данным БК и БКЗ (от 20—70 до 100—250 ом·м), однозначная характеристика которых по каротажу не ясна (возможно, это плотные карбонаты, крепко сцементированные неглинистым цементом песчаники, ангидриты, каменная соль).

Значительно отличаются от вышеописанных промыслово-геофизические параметры глинисто-мергелистых пород наровского горизонта. Глинисто-мергелистые пачки составляют в среднем 70—80% от всей мощности горизонта. В интервалах залегания этих пачек обычно наблюдается увеличение фактического диаметра скважин по отношению к номинальному на 1—20 см. Кажущиеся сопротивления, полученные стандартными потенциал- и градиент-зондами для глинистых пород, примерно вдвое ниже, чем для песчаных и карбонатных пластов, и составляют соответственно 2—5 и 3—15 ом·м, причем наиболее низкие значения сопротивлений характерны для скважин южной структурной зоны. По имеющимся результатам интерпретации БКЗ, удельное

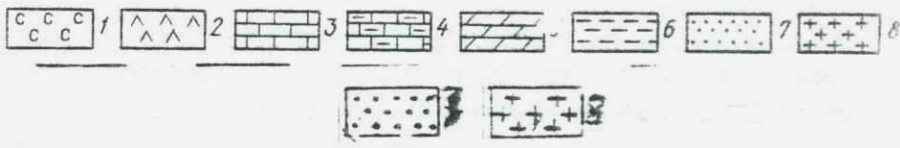
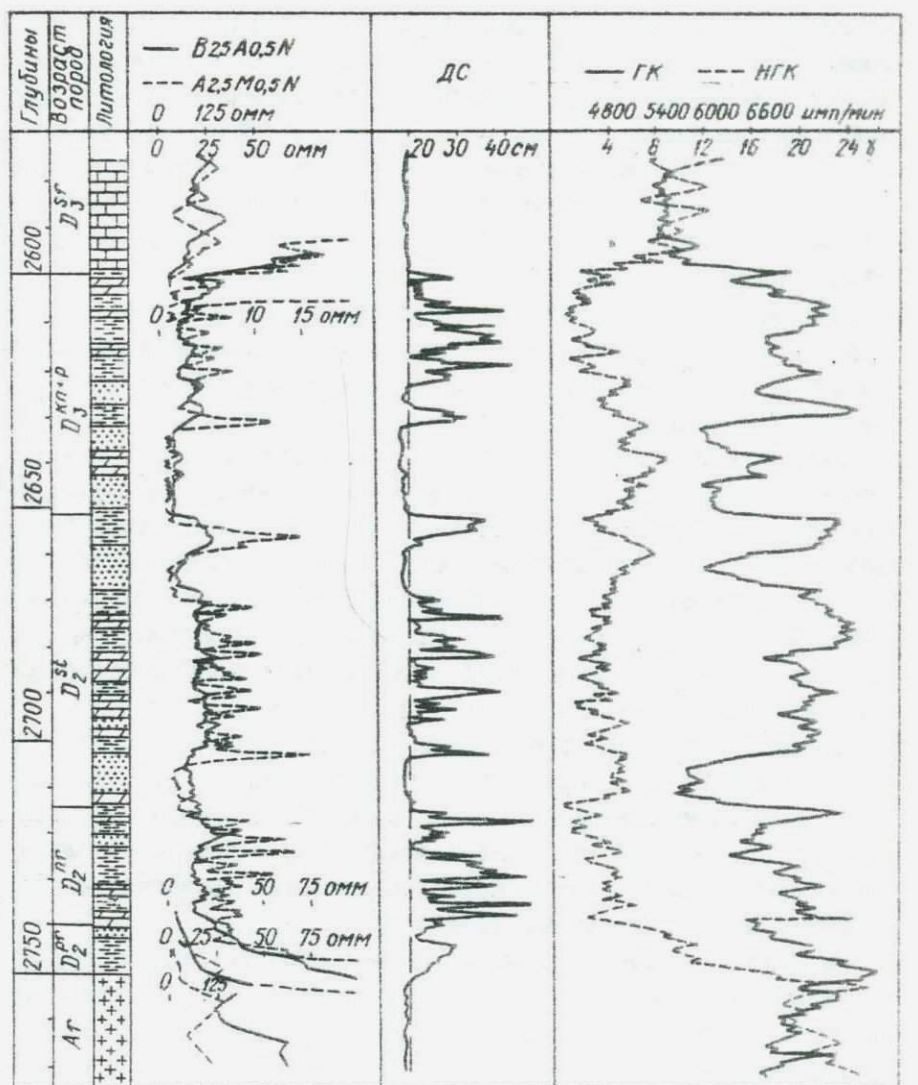


Рис. 6. Диаграммы промыслово-геофизических исследований и литологическая колонка подсольного терригенного комплекса девона скважины 1-Р Стреличьевской площади (южная структурная зона): 1-каменная соль; 2-ангидрит; 3-карбонатные породы (доломиты, известняки); 4-глинистые карбонатные породы; 5-мергели; 6-глины; 7-песчаники и алевролиты; 8-породы кристаллического фундамента

электрическое сопротивление глинистых пород изменяется в пределах от 2,0 до 25,0 ом·м, причем наиболее характерны значения 3,0—13,0 ом·м. Близкие к этим величины сопротивлений получены также методом БК — от 3,0 до 35,0 ом·м. Естественная радиоактивность глинисто-мергелистых пород характеризуется повышенными значениями, колеблющимися в большинстве случаев в пределах 8,0—15,0 μ , вызванная — минимальными, обычно равными 1,1—1,8 условных единиц.

Из всего комплекса пород ядруского и наровского горизонтов в качестве возможных коллекторов представляют интерес только неглинистые разности пород: песчано-алевролитовые и карбонатные пласты. Сравнение полученных данных по отдельным структурным зонам показывает, что наибольшую мощность наровского горизонта составляют песчано-алевролитовые и карбонатные породы в пределах центральной зоны. Так, если для северной и южной структурных зон значение отношения мощности возможных пород-коллекторов к общей мощности горизонта колеблется в пределах 0,1—0,3 с очень редкими исключениями, то для центральной зоны это отношение в основном характеризуется значениями 0,3—0,5.

Сложный литологический состав рассматриваемых отложений (переслаивание песчаных, алевролитовых, глинистых, мергелистых, карбонатных пород), отсутствие опорных горизонтов, низкое качество многих каротажных диаграмм в большинстве случаев затрудняют непосредственное определение пористости пород по данным промысловой геофизики.

По расчетам, выполненным Л.Н. Степановой (Гомельская ШЭ) с использованием диаграмм НК по скважине 2-Р Октябрьской площади, получены следующие значения пористости: 13% при повышенной глинистости — в интервале 2681—2688 м, 8% — в интервале 2688—2698 м.

А.Ш. Хайбуллин по относительному сопротивлению рассчитал пористость пласта в интервале 2408—2410 м скважины 4-Р Стрелчевской площади — 12,5—13,0%.

Полученные по промыслово-геофизическим данным немногочисленные определения пористости, колеблющиеся в пределах 8,0—13,0%, увязываются с данными анализов керн, отобранного из наровского горизонта (скважины 1-Р Ново-Дубровской, 7-Р Осташковичской, 1-Р, 2-Р Октябрьской площадей и др.), согласно которым пористость пород наровского горизонта в большинстве случаев равна 6,0—15,0%, отдельные литологические разности

имеют более широкий диапазон значений этого параметра.

В отложениях пярнуского горизонта были установлены признаки нефтеносности по керну, отобранному из нескольких скважин (1-Р Речицкой и 2-Р Восточно-Первомайской площадей). При испытании этих скважин получены небольшие ($0,5-1,5 \text{ м}^3/\text{сут.}$) притоки воды и разгазированного раствора. Поднятый нефтенасыщенный песчаник из скважины 1-Р Речицкой площади характеризовался хорошими коллекторскими свойствами: эффективная пористость — 13%, проницаемость — 250 мд, остаточная нефтенасыщенность — 35%.

В наровском горизонте по отдельным скважинам (3-Р Битанской и 2-Р Давыдовской площадей) отмечены повышенные газопоказания, в скважине 1-Р Северо-Домановичской площади установлены нефтепроявления в керне. Из песчаного пласта в скважине 2-Р Речицкой площади получен приток нефти с дебитом $1,0 \text{ м}^3/\text{сут.}$ Для этого пласта эффективная мощность по данным каротажа определена равной 5,0 м. Получена нефть высокого качества: уд.вес — $0,84 \text{ г/см}^3$, содержание парафина — 7,9%, выход светлых фракций — 44%.

О высоких коллекторских свойствах пород этого горизонта свидетельствуют случаи интенсивного поглощения глинистого раствора (в скважинах 4-Р Октябрьской и 2-Р Северо-Домановичской площадей). Несмотря на это во многих скважинах (3-Р Октябрьской, 2-Р Северо-Домановичской, 1-Р, 7-Р Речицкой площадей) при опробовании приток воды или совсем не был получен, или же был получен в небольшом количестве (1-Р Северо-Домановичской, 91-Р Речицкой, 4-Р Копаткевичской, 1-Р Червоно-Слободской площадей).

Староскольский горизонт сравнительно хорошо выделяется и коррелируется по каротажным диаграммам. Его подошва устанавливается по переходу от глинисто-мергелистых пачек наровского горизонта к мощным песчано-алевролитовым пластам в нижней части староскольского горизонта, четко выделяющимся по диаграммам гамма-каротажа, квернометрии и др. Аналогичным образом отмечается и кровля рассматриваемого горизонта — как переход от преимущественно глинистых пачек верхней части староскольских отложений к хорошо выраженным песчаным пластам в подошвенной части пашийско-кыновских отложений (см. рис. 4, 5, 6).

Здесь, как и в наровском горизонте, по данным каротажа тех же скважин однозначно разделяются преимущественно песчаные и глинистые пласты. При этом разница в показаниях каротажа

проявляется еще более отчетливо. Это объясняется тем, что в старооскольском горизонте песчано-алевролитовые породы характеризуются более высокими значениями пористости.

Суммарная мощность песчано-алевролитовых пластов в пределах рассматриваемого горизонта является максимальной в разрезе подсолевых терригенных девонских отложений и достигает 25—62, 29—54 и 3—37 м соответственно в скважинах северной, центральной и южной структурных зон.

Эти пласты характеризуются значениями диаметра скважины, близкими к диаметру долота, толщина глинистой корки как правило не превышает 1,0—2,0 см, в случае размыва ствола скважины глубина каверны не превышает 2,0 см.

На диаграммах стандартного потенциал-зонда неглинистым породам свойственны очень низкие сопротивления — 0,4—6,0 ом·м. Более высокие кажущиеся сопротивления получены при замерах стандартным градиент-зондом — 0,5—15,0 ом·м. По данным БКЗ песчано-алевролитовые пласты старооскольского горизонта имеют очень низкие значения удельного электрического сопротивления, которые в основном колеблются в пределах 0,4—0,9 ом·м и не превышают 3,2—3,4 ом·м. Электрические сопротивления, определенные методом БК, также невысоки и изменяются в пределах 2,0—10,0 ом·м.

Естественная гамма-активность рассматриваемых пород обычно характеризуется значениями 3,0—10,0% (более высокие встречаются редко). Показания НГК в большинстве случаев находятся в пределах 1,1—2,2 условной единицы.

Судя по промышленно-геофизической характеристике (и в первую очередь по удельному электрическому сопротивлению), песчано-алевролитовые породы старооскольского горизонта обладают высокими коллекторскими свойствами. Количественные определения их пористости, проводившиеся по методу относительного сопротивления, достигают во многих случаях 15—24% (определения проведены для 16 пластов по скважинам 6-Р Петриковской, 1-Р, 3-Р, 4-Р Шестовичской, 1-Р, 2-Р, 4-Р Стреличевской площадей). Результаты определений пористости по БКЗ хорошо подтверждаются анализами керна. Наиболее часто исследованные образцы песчаников и алевролитов имеют пористость 7,0—20,0%, а некоторые из них — до 26%.

Песчаные породы с максимальными значениями пористости приурочены в основном к подошвенной части старооскольского горизонта. Наибольшую мощность песчаные коллекторы имеют в разрезах скважин северной структурной зоны, где она состав-

лнет от 25 до 52% всей мощности; для центральной структурной зоны характерно некоторое уменьшение доли предполагаемых коллекторов в общей мощности горизонта (25—43%). Наиболее значительное уменьшение мощности коллекторов отмечается в разрезах скважин южной структурной зоны, где их доля составляет от 10 до 50% всей мощности горизонта.

Суммарная мощность глинисто-мергелистых пачек в пределах старооскольского горизонта значительно выше мощности песчаных пластов и равна 44—96 м (48—75% от общей мощности горизонта), 38—100 м (57—75%) и 25—81 м (50—90%) соответственно в скважинах северной, центральной и южной зон.

В большинстве случаев в интервалах залегания глинистых пород наблюдается размыв стенок скважин, при этом превышение их фактического диаметра над диаметром долота достигает в отдельных прослоях 15—25 см.

Кажущиеся сопротивления по кривым стандартного потенциал-зонда очень низки и равны в основном 1,0—6,0 ом·м, по диаграммам стандартного градиент-зонда — 2,0—15,0 ом·м. Удельное электрическое сопротивление глинисто-мергелистых пород по данным БКЗ (35 определений) сравнительно невысокое и изменяется в диапазоне 1,5—10,0 ом·м. По 8 замерам бокового каротажа электрическое сопротивление равно 2,0—10,0 ом·м.

Естественная гамма-активность глинисто-мергелистых пород старооскольского горизонта обычно характеризуется высокими значениями — 8,0—16,0 г, показания НГК, как правило, понижены и колеблются в основном в пределах 1,0—1,8 условных единиц.

В ряде скважин проведено опробование на приток жидкости пластов песчаников и алевролитов. В некоторых из них (1-Р Гороховской и 1-Р Кустовнической площадей) по данным газового каротажа и изучения керна установлены благоприятные признаки нефтегазоносности разреза. Однако при опробованиях горизонта как в открытом стволе с помощью испытателей пластов, так и путем перфорации колонны получены притоки пластовой воды. Дебит воды различен: от 3,8 и 30—50 м³/сут. (скважины 1-Р Ново-Дубровской, 2-Р Октябрьской, 17-Р, 91-Р Речицкой, 4-Р Копаткевичской, 1-Р Анисимовской, 1-Р, 4-Р Стреличевской площадей) до 200—288 м³/сут. (скважины 16-Р Речицкой, 2-Р Стреличевской площадей). В скважине 7-Р Речицкой площади получен приток минерализованной воды с дебитом 1 м³/сут., причем на поверхности воды зафиксированы слой нефти и выделение газа.

В скважинах I-Р Речицкой, 3-Р Типковской, 7-Р Остапковичской площадей приток не был получен.

Пашийско-кыновские отложения по своему строению и промыслово-геофизической характеристике имеют большое сходство со старооскольскими, но отличаются меньшей мощностью и некоторым ухудшением коллекторских свойств песчано-алевролитовых пластов.

Суммарная мощность песчано-алевролитовых пластов и прослоев составляет 9—49 м для рассмотренных скважин северной структурной зоны, 8—36 м для скважин центральной зоны и 7—30 м — для южной. Рассматривались те же скважины, что и для наровского горизонта, за исключением скважин I-Р Брагинской, 2-Р Туровской и I-Р Наровлянской площадей. Дополнительно рассмотрены промыслово-геофизические материалы для пашийско-кыновских отложений по скважинам: I-Р Типковской, 2-Р Петриковской, I-Р Гороховской и I-Р Кустовницкой площадей.

Диаметр скважины против песчаных пластов чаще всего соответствует номинальному значению, отклонения колеблются в пределах -5—+4 см.

На диаграммах стандартного потенциал-зонда для этих пластов характерны низкие значения кажущихся сопротивлений — от 0,4 до 5,0 ом·м (при значениях сопротивления бурового раствора 0,03—0,07 ом·м), для градиент-зонда значения сопротивлений в основном несколько выше — 0,5—15,0 ом·м. Удельное электрическое сопротивление песчано-алевролитовых пластов по данным БКЗ изменяется в общем в широких пределах: от 0,2 до 3,0—5,0 ом·м, по диаграммам бокового каротажа отмечены и более высокие значения — от 1,0 до 8,0 и даже до 18,0—50,0 ом·м.

По диаграммам гамма-каротажа для изучаемых пластов характерны невысокие значения естественной радиоактивности: 3,0—8,0 γ . Вызванная гамма-активность по материалам НГК имеет средние значения от 1,3 до 3,3 условной единицы.

Как и в рассмотренных ранее горизонтах, в пашийско-кыновских отложениях с точки зрения повышенных коллекторских свойств интересны только песчано-алевролитовые породы. На каротажных диаграммах эти породы, как правило, отчетливо выделяются по пониженным значениям естественной гамма-активности, низким значениям кажущегося и удельного электрического сопротивления и во многих случаях по наличию глинистой корки. Приурочены они в основном к подошвенной части разреза. Мощность колеблется от 16 до 73% всей мощности отложений. Как и в старооскольском горизонте, здесь отмечается тенден-

ция к уменьшению мощности песчаных пластов от северной структурной зоны к южной, правда, менее четко выраженная. Для северной структурной зоны по 18 рассмотренным скважинам среднее значение суммарной мощности песчаников и алевролитов равно 24 м, для центральной (по 9 скважинам) — 18,5 м, для южной (по 12 скважинам) — 16,7 м.

Пористость песчаников и алевролитов пашийско-кыновского возраста по данным 15 определений относительного сопротивления в 8 скважинах (3-Р Вишанской, 2-Р, 6-Р Петриковской, 1-Р, 2-Р Шестовичской, 1-Р, 2-Р, 4-Р Стреличевской площадей) характеризуется высокими значениями — в основном от 7 до 24%. По данным исследования керн в большинстве случаев получены более низкие значения пористости — 4—16%, хотя некоторые образцы характеризуются повышенными значениями — до 27%. По-видимому, это расхождение керновых и каротажных определений обусловлено преимущественным выносом керн более плотных пород.

Глинисто-мергелистые пачки в скважинах северной зоны имеют суммарную мощность 26—56 м (от 39 до 84% всей мощности отложений), центральной — 13—32 м (27—77%) и южной — 14—52 м (40—81%). Для этих пачек характерно наличие каверн в стволе скважины глубиной 1—15 см.

По кривым КС стандартного потенциал-зонда глинистые породы отличаются небольшим сопротивлением: в основном от 1,0 до 5,0 ом·м, по кривым стандартного градиент-зонда — от 1,0 до 20,0 ом·м. Удельное электрическое сопротивление этих пород по данным интерпретации БКЗ изменяется от 2,2 до 15,0 ом·м, причем наиболее вероятные значения равны 2,5—5,5 ом·м. Пределы изменения сопротивления по диаграммам БК равны 2,0—20,0 ом·м при наиболее часто встречаемых 2,0—10,0 ом·м.

Естественная радиоактивность пашийско-кыновских глинистых пород является сравнительно высокой и обычно характеризуется значениями 7,0—14,0γ. Вызванная гамма-активность по диаграммам НК для этих пород имеет низкие значения, в основном изменяющиеся от 1,1 до 2,0 условных единиц.

Для пашийско-кыновских отложений установлены многочисленные признаки нефтегазоносности. В скважинах 3-Р Вишанской, 2-Р Давыдовской и 4-Р Осташковичской площадей отмечено повышенное суммарное содержание углеводородов по данным газового каротажа; в скважинах 2-Р Октябрьской, 3-Р Вишанской и 7-Р Речицкой площадей наблюдались нефтепроявления в отобранном керне. При испытаниях на приток в скважине 91-Р Речицкой

площади получен промышленный фонтанный приток нефти с дебитом 42 т/сут. Признаки нефти в полученной при испытании воде и глинистом растворе отмечены в скважинах 3-Р Вишанской и 7-Р Речицкой площадей. В большинстве скважин (1-Р, 2-Р Октябрьской, 13-Р Вишанской, 1-Р Северо-Домановичской, 1-Р Речицкой, 4-Р Копаткевичской, 6-Р Петриковской, 1-Р Анисимовской, 11-Р Наровлянской, 1-Р, 2-Р, 4-Р Стреличевской и 1-Р Малынской площадей) получена высокоминерализованная пластовая вода. По ряду скважин приток не получен (скважины 4-Р, 7-Р Осташковичской, 3-Р Тишковской, 4-Р Речицкой и 1-Р Туровской площадей).

ПОДСОЛЕВОЙ КАРБОНАТНЫЙ КОМПЛЕКС

Саргаевский горизонт. Залегающие на палийско-кыновских отложениях карбонатные породы саргаевского горизонта резко отличаются от подстилающих терригенных пород физическими свойствами и регистрируемыми промыслово-геофизическими параметрами.

Подшва саргаевского горизонта четко устанавливается по резкому спаду кривой ГК, значительному росту показаний НГК, резкому увеличению кажущихся сопротивлений, изменению характера кавернограмм, наблюдающимся при переходе от терригенных к карбонатным отложениям (рис.7). Указанные особенности диаграмм РК, КС, ДС на границе терригенного и карбонатного комплексов очень хорошо прослеживаются по скважинам всех площадей и являются региональным геофизическим репером для всей Припятской впадины.

Обобщение и интерпретация промыслово-геофизических материалов в интервале саргаевского горизонта проведены по 43 скважинам тех же 24 площадей, что и для палийско-кыновских отложений.

Коротажные диаграммы КС и РК по упомянутым площадям и литологические колонки, составленные по данным промысловой геофизики, для подсолевого карбонатного комплекса девона Припятской впадины приводятся в работе А.С.Махнача и др. /64/.

Для плотных карбонатных пород, слагающих этот горизонт, фактический диаметр скважины по кавернограмме в большинстве случаев соответствует диаметру долота, отклонения в ту или иную сторону обычно не превышают 2 см.

Среднее кажущееся сопротивление по диаграммам стандартного потенциал-зонда для разных скважин изменяется в широких

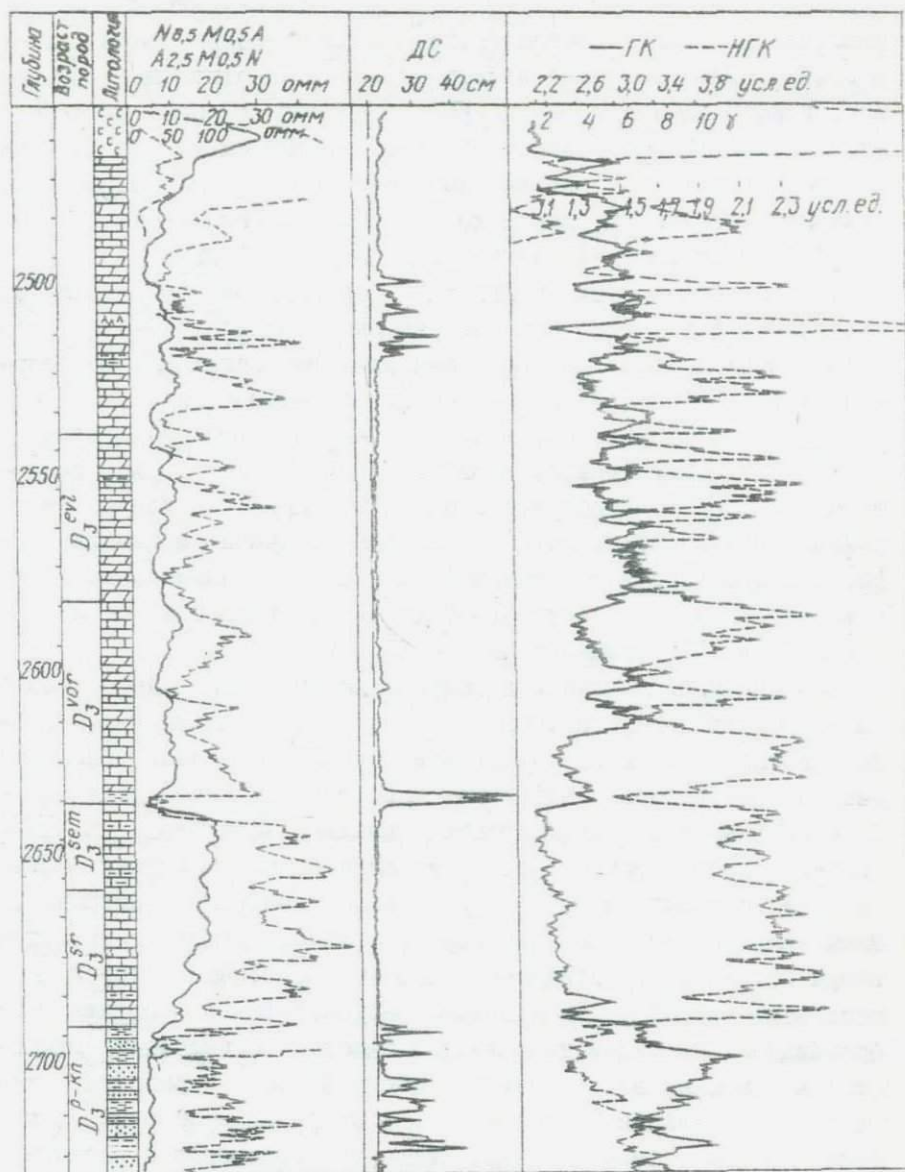


Рис. 7. Диаграммы промыслово-геофизических исследований и литологическая колонка подсолевого карбонатного комплекса левона по скважине 23-Р Ельской площади (южная структурная зона). Условные обозначения см. на рис. 6

пределах: от 1—2 до 40—90 ом·м; пределы изменения сопротивления на кривых стандартного градиент-зонда равны 10—200 ом·м. Для удельного электрического сопротивления саргаевских карбонатных пород по БКЗ характерны высокие значения: минимальные 13—25, максимальные 300—1300 ом·м. По данным бокового каротажа электрическое сопротивление пород рассматриваемого горизонта также колеблется для разных скважин и для различных прослоев от 5—10 до 500—1000 ом·м.

Естественная радиоактивность пород горизонта является очень низкой и в основном изменяется в пределах 2—4γ, хотя встречаются и более высокие значения. Показания НГК в интервале саргаевского горизонта достигают максимальных значений в разрезе подсолевых отложений: 2,0—3,5 условной единицы.

Мощность саргаевского горизонта достаточно хорошо выдержана в пределах Припятской впадины и колеблется для рассмотренных скважин от 30 до 46 м. Среднее значение мощности горизонта в северной структурной зоне по 20 определениям составляет 39,9 м; в центральной (по 9 определениям) — 39,2 м; в южной (по 11 определениям) — 37,4 м.

Саргаевские отложения в разрезе подсолевого карбонатного комплекса девона характеризуются по данным промысловой геофизики наиболее высокими показаниями НГК и очень высокими значениями удельного электрического сопротивления. Для большинства разрезов рассмотренных скважин характерна сравнительная однородность пород по их физическим свойствам. Обычно при количественной интерпретации диаграмм нейтронного гамма-каротажа саргаевский горизонт используется в качестве опорного, характеризующегося наиболее постоянной низкой пористостью (2—3%). По данным радиоактивного каротажа для большинства площадей наблюдается некоторое увеличение глинистости карбонатных пород в подошвенной части горизонта, что приводит к снижению показаний НГК. Однако в некоторых скважинах по диаграммам НГК выделяются участки пород с повышенной общей пористостью. Например, в скважине 2-Р Вишанской площади в интервалах 3023 м, 0—3024,5 м, 3026,2—3031,0 м, 3032,5—3045,0 м по нормализованным диаграммам БК и НГК выделяются породы с повышенными коллекторскими свойствами. Повышенная пористость присуща также карбонатным породам в интервалах 2793—2798 и 2800—2804 м в скважине 3-Р Вишанской площади. Отдельные более пористые прослои среди плотных карбонатных пород встречаются и в других скважинах: 1-Р Тишковской (интервал 3410—3413 м), 5-Р Северо-Домановичской (ин-

тервал 2711—2721 м) и других площадей.

Низкие коллекторские свойства карбонатных образований саргаевского горизонта (в основном не выше 7%), определяемые по керну, а также по данным промышленной геофизики, позволяют отнести их в большинстве случаев к коллекторам кавернозно-трещинного и трещинного типов.

Отмечено большое количество нефтепроявлений в плотных карбонатных саргаевских отложениях. По данным газового каротажа повышенное содержание углеводородов зарегистрировано в скважинах 2-Р, 3-Р Вишанской, 2-Р Северо-Домановичской, 2-Р, 7-Р Давыдовской, 4-Р Осташковичской и 4-Р, 6-Р Речицкой площадей. В скважине 2-Р Вишанской площади помимо газокаротажных показаний нефтенасыщенные коллекторы выделяются и по данным совместной интерпретации диаграмм БК и НГК. Признаки нефти в керне встречены во многих скважинах: 2-Р Октябрьской, 2-Р, 3-Р, 5-Р Вишанской, 6-Р, 7-Р Речицкой, II-Р Вышемировской, I-Р Сколодинской, I-Р Мальнской площадей. В скважине 5-Р Вишанской площади нефтенасыщенность подтверждается и совместной интерпретацией материалов БК и НГК.

Изучение результатов испытаний скважин на приток жидкости для саргаевского горизонта осложняется тем обстоятельством, что обычно интервалы опробования помимо саргаевского горизонта включают также семилукский, а иногда и воронежские и пашийско-кыновские отложения. Если при испытании приток не был получен, этот результат можно с одинаковым правом распространить на весь испытываемый интервал. Если же при опробовании получен приток воды или нефти, то без данных дебитомера нельзя установить, к какому именно горизонту он приурочен. По-видимому, основной приток жидкости дает семилукский горизонт, имеющий высокие коллекторские свойства и являющийся основным продуктивным горизонтом подсольевых отложений Припятской впадины.

Промышленные притоки нефти из саргаевских отложений получены в скважинах 13-Р Вишанской и 47-Р, 89-Р Речицкой площадей. Глинистый раствор или вода с обильной пленкой нефти получены в скважинах 3-Р Вишанской, 7-Р Речицкой и I-Р Мальнской площадей. Во многих скважинах при интервалах опробования, включающих и саргаевский горизонт, наблюдались обильные водопроявления, однако их приуроченность к саргаевскому горизонту неясна (скважины I-Р, 2-Р, 5-Р Октябрьской, 6-Р Осташковичской, I-Р Тишковской, 12-Р Речицкой и 2I-Р Ельской пло-

щадей). В скважинах 5-Р Северо-Домановичской, 7-Р, 9-Р Давыдовской, 4-Р Осташковичской, 4-Р, 7-Р Речицкой, II-Р Наровлянской и I-Р Туровской площадей притока жидкости не получено.

Семилуцкий горизонт. Промыслово-геофизическая характеристика семилуцкого горизонта составлена по материалам каротажа 67 скважин 26 площадей Припятской впадины: I-Р Ново-Дубровской, I-Р Глусской, I-Р, 2-Р, 4-Р, 5-Р Октябрьской, I-Р, 2-Р, 3-Р, 5-Р Вишанской, I-Р, 2-Р, 4-Р Северо-Домановичской, 2-Р, 5-Р, 7-Р, 9-Р, 10-Р Домановичской, 2-Р Шатилковской, 3-Р, 4-Р, 6-Р, 7-Р, 9-Р, 10-Р, II-Р, 14-Р, 16-Р, 20-Р, 22-Р Осташковичской, I-Р Тишковской, I-Р, 3-Р, 4-Р, 6-Р, 7-Р, 9-Р, 10-Р, II-Р, 12-Р, 15-Р, 16-Р, 17-Р, 18-Р, 20-Р, 39-Р Речицкой, 4-Р Копаткевичской, 2-Р, 6-Р Петриковской, I-Р, 3-Р, 4-Р Шестовичской, I-Р Сколодинской, I-Р Гороховской, 3-Р Вышемировской, I-Р Ветхинской, I-Р Буйновичской, I-Р Анисимовской, 2I-Р, 23-Р Ельской, I-Р Кустовницкой, II-Р Наровлянской, I-Р Восточно-Наровлянской, I-Р Тульговичской, I-Р Хойникской и I-Р, 4-Р Стреличевской площадей.

Отложения семилуцкого горизонта в большинстве случаев четко выделяются по каротажным диаграммам. Против кровли горизонта наблюдается спад аномалии ГК, приуроченный к переходу от глинистых пород нижней части воронежского горизонта к карбонатным семилуцким породам, резкий подъем кривой НГК и увеличение кажущегося сопротивления на диаграммах стандартного электрокаротажа. Подошва семилуцкого горизонта устанавливается по спаду небольшой аномалии ГК, характерной для глинистых карбонатов, приуроченных к подошвенной части горизонта, резкому подъему кривой НГК и увеличению кажущегося сопротивления на границе с плотными саргаевскими известняками. Мощность горизонта в пределах северной структурной зоны, по данным каротажа 40 скважин 10 площадей, изменяется от 19 до 38 м, центральной (8 скважин, 7 площадей) — от 22 до 34 м, южной (8 скважин, 8 площадей) — от 19 до 29 м.

В интервале горизонта по кавернограмме фактический диаметр скважины близок к номинальному, наблюдающийся иногда размыв стенок не превышает 2—3 см, при наличии глинистой корки ее толщина, как правило, колеблется в пределах 0,5—1,0 см.

По данным стандартного электрокаротажа, семилуцские доломиты и известняки характеризуются различными значениями ка-

жущегося электрического сопротивления — от 1—5 до 100—250 ом·м. Очень широк и диапазон изменения удельного электрического сопротивления (по БКЗ): от 4 до 700 ом·м, а в скважине 1-Р Вишанской площади отмечено сопротивление в 2000 ом·м. По данным бокового каротажа, значения сопротивлений для отдельных прослоев горизонта в скважинах северной зоны изменяются в более широких пределах: от 1—2 до 1000—3000 ом·м.

В единичных скважинах, заполненных при производстве каротажа сравнительно пресным раствором ($\rho_e = 0,3—0,5$ ом·м), против горизонта зарегистрированы четкие отрицательные аномалии ПС с амплитудами от -2,5 до -50,0 мВ (скважины 4-Р Северодомановичской, 6-Р, 9-Р, 16-Р Речицкой и 4-Р Стреличевской площадей).

Семилуцкие карбонатные породы характеризуются низкой естественной гамма-активностью: от 1,3—1,5 до 3,5—5,5 γ , в большинстве случаев не превышающей 2,5 γ , что свидетельствует о низкой глинистости разреза. В большинстве скважин наблюдается некоторое увеличение естественной радиоактивности пород к подошве горизонта. Показания НГК в интервале горизонта для скважин различных площадей колеблются в пределах от 1,4 до 3,5 условной единицы.

По данным первых замеров акустического каротажа, в скважине 5-Р Давыдовской площади в интервале горизонта зафиксированы высокие значения скорости распространения продольных волн — 5160—5880 м/сек., в скважине 20-Р Речицкой площади отмечено снижение скорости до 3300 м/сек.

Данные термометрии скважин свидетельствуют о том, что температура пород семилуцкого горизонта равна 62,5—64,0°C (скважины 7-Р, 16-Р Речицкой площади), величина геотермического градиента — 1,85°C (скважина 4-Р Речицкой площади).

По данным промысловой геофизики семилуцкий горизонт в большинстве скважин является неоднородным: помимо плотных разностей карбонатных пород в его строении принимают участие и более пористые карбонаты. Средневзвешенные по мощности значения общей пористости горизонта, определенные по диаграммам НГК способом двух опорных пластов для 39 скважин 9 площадей северной зоны, колеблются от 2,6 до 13%. Во многих скважинах Речицкого и Осташковичского месторождений некоторые интервалы горизонта имеют пористость до 18,0—19,5%. В пределах центральной зоны средняя пористость горизонта не превышает 10% (по материалам 8 скважин 6 площадей). В пределах южной зоны (9 скважин 8 площадей) горизонт характеризуется преимущест-

венно низкими средневзвешенными значениями пористости (не выше 5%), за исключением отдельных скважин Ельской и Хойникской площадей, где она достигает 10—16%.

Породы с повышенными коллекторскими свойствами в пределах семилукского горизонта встречаются в различных частях разреза. Например, для Речицкого месторождения характерна приуроченность пород с повышенной пористостью к средней части горизонта, а в скважинах Вишанской и Давыдовской площадей — к кровельной. В скважинах Осташковичского месторождения повышенная суммарная пористость характерна для пород, залегающих как в кровельной, так и в средней части горизонта; в отдельных скважинах более пористой является его подошвенная часть (Ново-Дубровская, Глусская, Шестовичская, Октябрьская и другие площади).

По газокаротажным данным горизонт характеризуется различными показаниями для разных площадей и скважин. Так, в скважинах 1-Р Ново-Дубровской, 2-Р, 4-Р, 5-Р Октябрьской, 9-Р Давыдовской, 3-Р Речицкой, 21-Р Ельской и других площадей в интервале горизонта отмечены фоновые газопоказания; в скважинах 2-Р, 5-Р Вишанской, 2-Р Давыдовской, 3-Р Осташковичской и 9-Р Речицкой площадей газопоказания по сумме углеводородов достигают 31—65%. Результаты комплексной интерпретации диаграмм бокового и нейтронного гамма-каротажа с учетом всех промыслово-геофизических материалов показывают, что во многих рассмотренных скважинах семилукский горизонт является водоносным (1-Р Ново-Дубровской, 2-Р, 4-Р Октябрьской, 6-Р Осташковичской, 12-Р Речицкой и других площадей), в ряде скважин Речицкой, Осташковичской, Вишанской и Давыдовской структур он содержит нефтенасыщенные коллекторы.

Первый промышленный приток нефти из семилукских отложений получен в скважине 6-Р Речицкой площади (250 м³/сут. на 12-миллиметровом штуцере). При дальнейшей разведке промышленная нефтеносность горизонта на этой площади была подтверждена в скважинах 7-Р (201 т/сут. на 10-миллиметровом штуцере), 9-Р (300 т/сут. на 25-миллиметровом штуцере) и многих других. Промышленные скопления нефти в семилукском горизонте Осташковичской структуры установлены в 1966 г. при испытании скважины 3-Р (дебит 380 т/сут. на 30-миллиметровом штуцере). В дальнейшем промышленные притоки из семилукских отложений на этой площади получены в скважинах 7-Р (590 т/сут. через 27-миллиметровый штуцер), 9-Р, 14-Р, 33-Р (185 м³/сут. через 15-миллиметровый штуцер) и др. В скважине 2-Р Вишанской пло-

шли семилукские отложения опробовались совместно с воронежскими, получен приток нефти с дебитом 172,5 м³/сут. В скважине 5-Р этой же площади из семилукских отложений получен фонтанный приток нефти с дебитом 300 м³/сут. через 10-миллиметровый штуцер. Промышленная нефтеносность горизонта подтверждена также при опробовании скважины 18-Р Вишанской площади.

Во многих скважинах отмечены признаки нефти в виде пленок, примазок и капель в керне, а также повышенных газопоказаний (2-Р, 10-Р Давыдовской, 1-Р Малынской, 2-Р Шатилковской площадей и др.). На ряде площадей получены высокодебитные притоки пластовой воды (1-Р, 2-Р, 4-Р, 5-Р Октябрьской, 2-Р, 4-Р Северо-Домановичской, 5-Р Копаткевичской и 2-Р Туровской площадей).

Воронежский горизонт. Обобщение промышленно-геофизических материалов для этого горизонта проведено по тем же скважинам и площадям, что и для саргаевского.

Отложения воронежского горизонта, залегающие на семилукских карбонатных отложениях, в подошвенной части представлены глинистыми породами, имеющими такую же промышленно-геофизическую характеристику, как и глинисто-мергелистые пачки в подсолевом терригенном девоне: наличие каверн в стволе скважины, высокие показания ГК, низкие показания НК, низкие величины кажущегося и удельного электрического сопротивления.

Основная часть разреза воронежского горизонта представлена карбонатными породами. Суммарная мощность этих пород в скважинах северной структурной зоны составляет 15—77 м (50—93% мощности горизонта), для скважин центральной зоны она колеблется в пределах 12—52 м (26—84% мощности горизонта) и в южной зоне составляет 10—48 м (27—75% общей мощности горизонта).

По кавернограмме против карбонатных пород диаметр скважины равен или близок к диаметру долота, отклонения обычно невелики: от -3 до +3 см.

Средние значения кажущегося удельного сопротивления по диаграммам стандартного электрокаротажа равны 3—20 ом·м для потенциал-зонда и 10—100 ом·м для градиент-зонда. Удельное электрическое сопротивление карбонатных пород, согласно данным БЭС, сравнительно высокое: в основном от 30 до 100 ом·м, а в скважине 1-Р Вишанской площади — до 2000 ом·м. Боровой каротаж также свидетельствует о преимущественно высоких значениях электрического сопротивления карбонатных пород: по

имевшимся замерам сопротивление пород по БК определено равным 20—500 ом·м и только в отдельных случаях получены значения, выходящие за эти рамки (от 3 до 1250 ом·м).

Показания гамма-каротажа близки к минимальным значениям и обычно равны 2—5 γ; по диаграммам НГК воронежские карбонатные породы характеризуются в основном высокой вызванной гамма-активностью, изменяющейся обычно в диапазоне 1,6—4,0 условных единиц.

В отличие от подстилающих карбонатных образований семи-лукского горизонта карбонатные породы воронежских отложений в пределах рассмотренных площадей характеризуются большей плотностью, о чем свидетельствуют высокие значения НГК и удельного электрического сопротивления (для водоносной части разреза).

Исходя из промыслово-геофизической характеристики разреза воронежского горизонта, можно считать, что коллекторы в нижней глинистой пачке, приуроченной к подошвенной части горизонта, отсутствуют. Остальная часть разреза, представленная в основном карбонатными породами, во многих случаях характеризуется по каротажу благоприятными признаками, свидетельствующими о наличии прослоев с повышенными коллекторскими свойствами. Кроме площадей, в разрезе девонских отложений которых воронежский горизонт является промышленно-нефтеносным, на многих площадях по данным каротажа также представляется возможность выделить интервалы пород-коллекторов с повышенными значениями общей пористости (до 10%) при незначительной их глинистости. Однако при анализе промыслово-геофизических материалов по целому ряду скважин в интервале воронежского горизонта не удалось выделить пласты и прослой с повышенными коллекторскими свойствами. Отсюда еще не следует, что в разрезе воронежских отложений этих скважин отсутствуют коллекторы, поскольку по некоторым из указанных скважин были получены притоки жидкости. По-видимому, среди воронежских карбонатных образований наиболее распространен трещинный тип коллектора, который промыслово-геофизическими методами выделяется недостаточно эффективно.

Нефтегазоносность воронежского горизонта установлена в скважинах Виланской (13-Р), Останковичской (3-Р, 7-Р, 14-Р, 20-Р, 22-Р), Речицкой (14-Р, 40-Р, 51-Р, 56-Р, 81-Р, 89-Р) площадей, из которых были получены промышленные притоки нефти при их испытании. Признаки нефти в керне были отмечены по скважинам 1-Р, 6-Р, 7-Р, 9-Р Речицкой площади, повышенные

газопоказания в интервале горизонта отмечались в скважинах 2-Р Вишанской, 2-Р Давыдовской, II-Р Осташковичской и 6-Р, 7-Р, 9-Р, II-Р Речипкой площадей. Во многих случаях о нефтенасыщенности пород воронежского горизонта свидетельствуют данные сорместной интерпретации диаграмм БК и НК (например, по скважине 2-Р Вишанской, 3-Р Осташковичской площадей и др.). В то же время по ряду площадей (Октябрьская, Северо-Домановичская, Давыдовская, Тишковская и др.) при испытаниях скважин была получена пластовая вода с большими дебитами (как и для саргаевского горизонта интервалы опробования обычно включали воронежский и семилукский горизонты). При испытании скважин Давыдовской, Осташковичской и других площадей приток жидкости не получен.

Е в л а н о в с к и й г о р и з о н т в отличие от воронежского характеризуется для тех же скважин большей глинистостью пород и большим количеством глинисто-мергелистых пластов в разрезе. Судя по каротажным диаграммам ряда скважин центральной и южной зон (3-Р, 4-Р Шестовичской, I-Р Сколодинской, I-Р Гороховской, I-Р Буйновичской, 2I-Р Ельской, I-Р Кустовницкой, II-Р Наровлянской и I-Р Восточно-Наровлянской площадей), этот горизонт представляет собой либо глинисто-мергелистые, либо глинисто-мергелисто-карбонатные пачки пород.

Суммарная мощность карбонатных пород в этом горизонте намного меньше, чем в воронежском, и характеризуется следующими величинами: 10—34 м (22—74% от всей мощности горизонта) — для скважин северной зоны, 0—57 м (0—55%) — центральной и 0—24 м (0—57%) — южной.

Для этих пород в большинстве случаев наблюдается разрыв стенок скважин глубиной 1—3 см, глинистая корка встречается редко — в 10 скважинах из 33.

На диаграммах стандартной электрометрии кажущееся сопротивление карбонатных пород равно: 2—10 ом·м — для потенциал-зонда и 5—50 ом·м — для градиент-зонда. Значения их удельного электрического сопротивления, по данным БКЗ, невысоки и колеблются в пределах 7—55 ом·м. По данным бокового каротажа, диапазон изменения электрического сопротивления елановских карбонатных пород несколько шире: от 10 до 250 ом·м.

Естественная радиоактивность этих пород характеризуется в основном значениями 2—7 γ , показания НК для них колеблются преимущественно от 1,7 до 3,0 условных единиц.

При качественной оценке пород евлановского горизонта по каротажным диаграммам большинства скважин не представляется возможным выделить прослой, характеризующиеся по каротажу как коллекторы. По данным исследования керна, для евлановского горизонта наиболее характерны значения общей пористости 1,5—8,0%, причем встречаются образцы с пористостью до 13%.

Из всех рассмотренных горизонтов подсолевых отложений девона по евлановскому горизонту отмечено наименьшее количество нефтепроявлений. При испытаниях на приток различных площадей этого горизонта нефть не была получена ни в одной из скважин. По данным газового каротажа, повышение газопоказаний зафиксировано в скважинах 2-Р Северо-Домановичской, 3-Р, 4-Р, 11-Р Осташковичской и 9-Р Речипкой площадей. Признаки нефтеносности по керну отмечены по скважине 3-Р Осташковичской площади. При совместном испытании на приток евлановского и воронежского горизонтов в скважинах 10-Р Давыдовской и 3-Р Осташковичской площадей были получены незначительные притоки воды с пленкой нефти. При опробовании скважин 5-Р Северо-Домановичской, 16-Р Осташковичской, 15-Р Речипкой, 21-Р Ельской, 11-Р Наровлянской площадей притока жидкости не получили.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

Материалы применяемого комплекса промышленно-геофизических исследований, несмотря на сложные геолого-технические условия их проведения, дают ценную информацию для расчленения и корреляции разрезов подсолевых отложений девона на структурах Припятской впадины, определения их физических свойств, выделения в них коллекторов нефти и оценки их коллекторских свойств и нефтенасыщенности. Вместе с тем использование данных промышленной геофизики недостаточно эффективно при изучении нефтеносности разреза в случае трещинных коллекторов, при разделении известняков и доломитов, а также при исследовании характера порового пространства, эффективной пористости и фильтрационных свойств предполагаемых коллекторов.

По данным геофизических исследований скважин в интервалах терригенного и карбонатного подсолевых комплексов девона выделяется большое количество участков с повышенной общей пористостью, которые могут являться коллекторами нефти. Помимо отложений, нефтеносность которых доказана при испытаниях скважин на приток жидкости (семилукских, воронежских, саргавских, пашийско-кыновских, наровских), и в остальных гори-

зонтах подсолевого девона отмечены участки, характеризующиеся по геологическим и промыслово-геофизическим данным признаками нефтеносности и повышенными коллекторскими свойствами. Таким образом, подсолевые отложения девона перспективны на нефть и газ в региональном плане — на всей территории Припятской впадины — и при благоприятных структурно-тектонических условиях могут содержать скопления нефти и газа.

Проведенное обобщение промыслово-геофизических материалов подсолевого девона Припятской впадины свидетельствует о существенном различии физических свойств терригенного и карбонатного комплексов. В наибольшей степени это различие проявляется в величине удельного электрического сопротивления; значительно отличаются и средние параметры кавернометрии, радиоактивного и, по-видимому, акустического каротажа. Наличие регионального скачка в физических свойствах изучаемых отложений представляет интерес с точки зрения интерпретации данных геофизических методов разведки на указанной территории (сейсморазведочные, электроразведочные и другие работы).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ
КЛАРКИ В ПАЛЕЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БЕЛОРУССИИ

Изучение осадочных горных пород в последние годы приобретает все большее научное, теоретическое и прикладное значение. Новейшие исследования в области стратиграфии, тектоники, палеонтологии, металлогении, геохимии фанерозоя и геологии докембрия показали огромную роль осадочных процессов в формировании земной коры на протяжении всей ее геологической истории. Если совсем недавно считалось, что в докембрии резко преобладали магматические процессы, то сейчас можно считать доказанным /81/ их подчиненное значение не только в более поздние, но и самые ранние эпохи. Осадочные процессы, в том числе геохимические, играли главную роль в формировании облика нашей планеты, в накоплении, разрушении, преобразовании мощных толщ пород и связанных с ними полезных ископаемых. По подсчетам Всесоюзного геологического фонда СССР /84/, в месторождениях осадочного происхождения сосредоточены разведанные и прогнозные запасы большей части видов минерального сырья. В настоящее время нельзя решать никаких геологических проблем без всестороннего изучения осадочного чехла Земли в целом и отдельных его частей. Комплексный подход к решению целого ряда практических и теоретических вопросов наряду с применением традиционных требует привлечения и развития новых методов исследований осадочных пород и в первую очередь геохимических.

В отделе литологии и геохимии глубинных зон Института геохимии и геофизики АН БССР развиваются геохимические исследования палеозойских и верхнедокембрийских отложений республики — выясняются общие закономерности распределения малых химических элементов (микроэлементов) в осадочной толще, зависимости их содержаний от литологических особенностей пород, возраста, фациальной принадлежности, тектонического положения и т.д.

В настоящей работе изложены результаты исследований рас-

пределения микроэлементов в палеозойских отложениях Белоруссии, представленных кембрийскими, ордовикскими, силурийскими, девонскими, каменноугольными и пермскими образованиями.

Кембрийские отложения на территории Белоруссии известны только в северо-западных и юго-западных районах. Они представлены нижним (балтийская серия) и средним (тискресский горизонт) отделами /27/. Ордовикские отложения, представленные нижним, средним и верхним отделами, приурочены к северо-западным склонам Белорусского массива и к Брестской впадине, как и силурийские, состоящие из двух отделов — нижнего и верхнего. Девонская система представлена средним и верхним отделами, которые разделяются на живетский, франский и фаменский ярусы. В составе последних выделены более мелкие стратиграфические подразделения. Девонские отложения распространены в пределах Оршанской и Припятской впадин, Жлобинской и Латвийской седловин, Воронежского и частично Белорусского кристаллического массивов. Каменноугольные отложения на территории Белоруссии, представленные тремя отделами, почти полностью сосредоточены в пределах Припятской впадины. На юго-западе республики они вскрыты лишь в районе д. Томашевка (юг Брестской впадины, визейские отложения). Пермская система в пределах БССР представлена верхним и нижним отделами, в составе которых выделены более мелкие стратиграфические подразделения. Пермские отложения развиты более широко в Припятской впадине (в ее восточной и юго-восточной частях выделены оба отдела) и на западе Брестской впадины, где они представлены лишь казанским ярусом верхней перми.

Палеозойские отложения Белоруссии сложены самыми различными породами, но главными их типами являются песчано-алевритовые, глинистые и карбонатные отложения, эвапориты, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (девон) и бурый уголь (карбон). Песчано-алевритовые отложения практически отсутствуют только в наморском ярусе нижнего карбона, в саргаевском, семилукском и воронежском горизонтах франского яруса верхнего девона и в силуре, глинистые — в верхней перми, семилукском горизонте франского яруса и тискресском горизонте среднего кембрия. Карбонатные породы не встречены в старооскольском горизонте живетского яруса среднего девона и кембрия.

Распределение микроэлементов изучалось почти во всех известных литологических разностях пород палеозойских отложе-

ний Белоруссии. Методически исследования осуществлялись путем опробования керна скважин пунктирно-бороздовым методом и производства приближенно-количественных спектральных анализов на 14 элементов. Всего отобрано и изучено около 10 тысяч проб песчаных, глинистых, карбонатных пород, солей, ангидридов и углей. Результаты анализов обработаны одним из методов математической статистики — методом медианы и квартилей /103/. Полученные среднемедианные содержания микроэлементов по разностям пород различных стратиграфических подразделений (местные кларки элементов) приведены в табл. 6. Их сравнение с кларками литосферы /24/ показало, что в целом палеозойские отложения Белоруссии бедны элементами-примесями.^о Содержания никеля несколько выше кларка только в отложениях карбона и глинах нижней перми; ванадия — в глинистых породах нижнего карбона и силура, а также в верхнекаменноугольных и нижнепермских образованиях; марганца — в карбонатах башкирского и московского ярусов и глинах нижней перми; титана — в песчано-алевритовых породах кембрия, пашийско-кыновских и данково-лебедянских отложений верхнего девона, башкирского и московского ярусов карбона, в глинах нижней перми, московского, башкирского и турнейского ярусов, силура и балтийской серии кембрия; хрома — в глинах московского яруса карбона; меди — в данково-лебедянских отложениях девона; галлия — в московском и башкирском ярусах каменноугольной системы; свинца — в отложениях московского и турнейского, глинах визейского, песках башкирского ярусов, а также данково-лебедянских отложениях фаменского яруса и кембрия; циркония — в песчано-алевритовых отложениях перми, в песчаных и глинистых породах московского, башкирского, турнейского ярусов карбона, данково-лебедянского, задонско-елецкого, пашийско-кыновского, старооскольского и пярнуско-наровского возраста (девон) и балтийской серии нижнего кембрия. Барий в содержаниях выше кларковых встречен только в песчаных и глинистых породах нижней перми, московского яруса карбона и задонско-елецких отложениях девона, а также в песчаниках башкирского яруса каменноугольной системы. Во всех остальных случаях концентрация микроэлементов, как правило, ниже, чем кларк литосферы, или близка к нему.

С целью выяснения зависимостей между содержаниями микроэлементов и литологическими особенностями пород был построен целый ряд геохимических профилей элементов — графиков изме-

нения концентраций в ряду песчано-алевритовые—глинистые—карбонатные породы (П-Г-К). В зависимости от увеличения или уменьшения содержаний элементов в определенных породах выделено 9 теоретических геохимических рядов элементов, объединенных в три группы (табл.7). Из них в палеозойских отложениях Белоруссии наиболее распространен А-образный (второй), несколько меньше — V-образный и нисходящий ряды.

Первая группа рядов (I) объединяет элементы с восходящим, А- и Г-образными профилями. Их содержание в глинистых отложениях всегда выше, чем в песчаных. Такое распределение концентраций объясняется главным образом увеличением интенсивности химического выветривания на континентах, сопровождающегося разрушением минералов материнских пород и высвобождением из них многих элементов. От этого их содержание в прибрежных кластических песчано-алевролитовых осадках в общем заметно падает, а в тонкозернистых пелагических отложениях растет /87/. Повышенные содержания элементов этого ряда в глинах и сланцах можно объяснить и тем, что они были привнесены в виде продуктов сорбции на глинистых минералах, а также сорбцией элементов илом и глиной в процессе диагенеза и эпигенеза из морской воды. Уменьшение концентраций в карбонатных разностях пород объясняется простым разбавлением осадка накапливающимся CaCO_3 /87,88/, а увеличение — активным влиянием на распределение элементов карбонатного процесса (например, захватом микроэлементов из воды утлекислым кальцием /29/) и некоторыми другими причинами. Содержания элементов в глинистых и карбонатных породах уравниваются в результате различной интенсивности описанных процессов. В отложениях сальтской серии нижнего кембрия к первой группе рядов относятся бериллий, иттрий, иттербий, титан, цирконий; в парнуско-наровской серии — свинец, никель, галлий, титан и медь (А-образный профиль); в староскольском горизонте — барий, галлий, никель, кобальт, ванадий, марганец; в палийско-кыновских отложениях — барий, цирконий, никель, галлий, марганец, ванадий, медь (А-образный профиль); в евлановском горизонте — марганец, ванадий (нисходящий), барий, цирконий, галлий, титан, медь, никель (А-образный профиль); в левенском — марганец, титан, цирконий, медь, галлий, барий, (А-образный), никель, ванадий (Г-образный профиль); в задонско-елецких отложениях — никель, ванадий, марганец, свинец, титан, медь, бериллий (А-образный профиль); в данково-

Таблица 6

Среднедиагональные содержания микроэлементов в породах палеозоя Белоруссии ($n \cdot 10^{-3}\%$)

Геологический индекс пород		Химические элементы														
Лито-логический индекс пород	Тип пород	Ni	Co	V	Mn	Ti	Cr	Cu	Ga	Pb	Zr	Nb	Y	Be	Ba	
P ₂	П	0,86	0	5,4	30,0	150,0	0	0,9	0	0,45	27,0	0	0	0	0	
	К	0	0	0	7,4	1,0	0	0,4	0	0	0	0	0	0	0	
P ₁	П	5,4	0	16,0	72,0	400,0	4,6	1,8	2,1	1,4	23,0	0,28	0	0,1	110,0	
	Г	8,2	0	22,0	180,0	480,0	7,0	3,0	2,1	2,0	18,0	0,2	0	0,1	96,0	
	К	1,0	0	3,0	56,0	140,0	1,0	0,2	0	0	0	0	0	0	0	
C _{2^m}	П	6,2	0	21,0	52,0	500,0	7,8	2,2	3,0	2,7	26,0	0,47	0	0,1	160,0	
	Г	8,6	0	29,0	40,0	540,0	8,7	2,7	6,6	2,0	27,0	0,4	3,0	0,1	76,0	
	К	2,4	0	10,0	480,0	140,0	1,0	2,5	1,2	7,0	8,4	0	0	0,1	100,0	
C _{2^b}	П	7,4	0	21,0	68,0	670,0	4,0	2,0	2,4	2,0	20,0	0,35	2,0	0,1	98,0	
	Г	7,2	0	21,0	19,0	680,0	6,0	1,9	2,3	1,0	20,0	0,66	0	0,1	26,0	
	К	0	0	4,6	110,0	100,0	0	0,64	0	0	7,0	0	0	0,1	0	
	У	0,784	0,336	0,064			2,8			0,56		0,616			0,336	
C _{1ⁿ}	Г	7,0	1,0	10,0	70,0	250,0	2,0	0,3	0,64	0	10,0	0,1	0	0,1	0	
	К	0	0	7,6	15,0	14,0	0	0,3	0	0	0	0	0	0,1	0	
C _{1^r}	П	1,0	0	2,6	5,8	170,0	0	0,76	0	1,0	4,0	0	0	0	0	
	Г	2,4	0	9,6	8,6	380,0	2,5	1,2	0,3	2,2	60,0	0	1,2	0,1	0	
	К	1,0	0	1,0	82,0	58,0	0	0,8	0	0	0	0	0	0	0	
	У	0,336		0,756		17,92				0,98		2,128		0,28	0,336	
C _{1^t}	П	2,1	0	7,0	23,0	250,0	0	1,5	0,26	2,3	66,0	0	0	0	20,0	
	Г	2,4	0	9,2	27,0	680,0	0	2,2	0,9	2,0	0	0,1	0	0,1	26,0	
	К	1,0	0	1,0	40,0	80,0	0	0,3	0	0	1,0	0	0	0	0	
D _{3^{dn-lb}}	П	1,8	0	9,4	96,0	480,0	0	7,8	0,26	2,9	88,0	0	0	0	80,0	
	Г	1,9	0	10,0	80,0	450,0	0	4,2	0,7	1,0	52,0	0	0	0,1	50,0	
	К	1,0	0	8,6	100,0	280,0	0	2,2	0,2	0	22,0	0	0	0,1	8,8	
	С	1,0	0	2,2	23,0	30,0	0	1,3	0	1,0	0				25,0	
D _{3^{zd-el}}	П	1,8	0	4,0	54,0	300,0	0	0,4	0,96	1,7	60,0	0	0	0	110,0	
	Г	2,8	0	5,8	77,0	400,0	0	2,4	0,96	2,4	76,0	0	0	0,1	80,0	
	К	1,0	0	1,6	24,0	110,0	0	0	0,6	0	3,8	0	0	0	3,0	
	С	0	0	0	12,0	50,0	0	2,0	0	1,0	10,0	0	0	0,1	30,0	
D _{3^{lv}}	П	0	0	0,2	8,4	90,0	0	0,24	0,21	0	2,4				24,0	
	Г	1,0	0	2,2	25,0	200,0	0	0,9	0,27	0	47,0				27,0	
	К	1,0	0	2,2	23,0	92,0	1,0	0,38	0,1	0	20,0				13,0	
	С	0	0	1,0	3,0	14,0	0	0,23	0	0	0				0	
	А	0	0	0	5,6	32,0	0	0,1	0	0	2,5				2,0	

Геологический ин-тервал		Химические элементы													
деко-пород	тип-пород	Ni	Co	V	Mn	Ti	Cr	Cu	Ga	Pb	Zr	Yb	Y	Be	Ba
D ₃ ^{ev}	П	0	0	2,6	9,4	37,0	0	0,48	0,1	0	0				0
	Г	1,5	0	4,0	22,0	140,0	0	0,88	0,23	0	27,0				9,0
	К	0,7	0	4,3	37,0	74,0	4,5	0,3	1,1	0	13,0				2,9
	А	0	0	0	8,0	60,0	0	0,14	0	0	0				2,0
D ₃ ^{vr}	Г	2,2	0	2,5	36,0	240,0	0	1,4	1,3	0	3,2				13,0
	К	1,0	0	0,8	10,0	82,0	0	0	0,1	0	0				2,4
D ₃ sm	К	1,0	0	0	47,0	38,0	2,3	0,18	0	0	7,4				2,3
D ₃ ^{sr}	Г	0	0	3,0	3,0	110,0	0	0,6	0,1	0	12,0				9,6
	К	0	0	0,4	14,0	47,0	0	0,3	0	0	7,2				0
	А	0	0	3,0	7,4	54,0	0	0	0	0	7,2				9,0
D ₃ ^{p-kn}	П	1,0	0	3,0	8,6	580,0	0	0,88	0,1	0	70,0				12,0
	Г	3,8	0	8,6	26,0	250,0	0	7,0	0,9	0	120,0				74,0
	К	1,0	0	2,7	24,0	120,0	0	0,92	0	0	0				0
D ₂ st	П	0,8	0	6,6	9,3	115,0	1,8	9,7	0,1	1,3	120,0				40,0
	Г	1,2	0,4	9,2	9,7	1,0	1,0	2,3	0,14	0,3	83,0				1,0
D ₂ ^{p-n}	П	2,1	0	8,6	27,0	88,0	2,2	1,8	0,1	0	24,0				7,6
	Г	2,7	0	3,7	26,0	120,0	0	3,0	0,46	0,82	21,0				0,7
	К	2,1	0	7,0	84,0	100,0	0	1,4	0,1	0	8,9				0
	А	0	0	1,0	1,5	18,5	0	1,0	0	0	0				0
B	Г	1,0		47,0	20,0	540,0		1,4			24,0	0,1		0,1	10,0
	К	1,0		2,1	28,0	90,0		0,33	0,1						
O	К			1,0	30,0	88,0		0,66			20,0		1,0		8,4
Cm ₂ ⁱ	П	1,1	0	5,4	20,0	540,0	0	2,4	0	2,3	100,0	0	1,7	0	0
Cn ₁ ^b	П	1,0	0	6,9	21,0	740,0	0	3,3	0,84	1,8	72,0	0	3,5	0	83,0
	Г	1,0	0	6,0	8,0	750,0	0	2,1	0,24	0	86,0	1,0	4,2	0,1	28,0

Условные обозначения: П -- песчаные отложения, К -- карбонатные отложения; Г -- глинистые отложения; А -- глины и ангидриты; У -- угли; С -- соли

лебединских — никель, ванадий, галлий (Λ -образный профиль); бериллий (Γ -образный профиль); в турнейском ярусе карбона — марганец (восходящий), никель, цирконий, ванадий, титан, галлий, медь, иттербий, бериллий, барий (Λ -образный профиль); в визейском ярусе — марганец (восходящий); никель, бериллий, галлий, ванадий, медь, титан, иттрий, свинец, хром, цирконий (Λ -образный профиль); в башкирском — титан, хром, иттербий (Λ -образный профиль); в московском — никель, ванадий, титан, хром, медь, галлий, цирконий, иттрий; в нижней перми — никель, ванадий, марганец, титан, хром, медь (в обоих случаях Λ -образный геохимический профиль). Почти во всех стратиграфических подразделениях большинство элементов относится к первой группе рядов, а внутри группы — к Λ -образному профилю.

Таблица 7

Геохимические ряды элементов

Группа рядов	Формула групп	Геохимический ряд	Формула рядов	Порядковый номер рядов
I	$\Pi < \Gamma$	восходящий	$\Pi < \Gamma < K$	1
		Λ -образный	$\Pi < \Gamma > K$	2
		Γ -образный	$\Pi < \Gamma = K$	3
II	$\Pi > \Gamma$	V -образный	$\Pi > \Gamma < K$	4
		нисходящий	$\Pi > \Gamma > K$	5
		L -образный	$\Pi > \Gamma = K$	6
III	$\Pi = \Gamma$	горизонтально-восходящий	$\Pi = \Gamma < K$	7
		горизонтально-нисходящий	$\Pi = \Gamma > K$	8
		горизонтальный	$\Pi = \Gamma = K$	9

Вторая группа рядов (II) объединяет элементы с V -образным, нисходящим и L -образными профилями. Содержание их в песчаных отложениях всегда выше, чем в глинистых. Это можно объяснить наличием темнопетных компонентов, содержащих целый ряд элементов. Кроме того, некоторое обогащение песков, песчаников и алевролитов такими элементами, как титан, ба-

рий, свинец, цирконий, происходит, видимо, за счет последующего размыва песчано-алевритовых пород и образования естественного шликера. Такое распределение элементов можно объяснить и типом миграции, при котором большую роль играет перенос материала в виде взвесей. В таких случаях, как показало изучение современных осадков /88/, максимум содержания обычно сдвигается в сторону более грубозернистых осадков, т.е. в прибрежную зону. Соотношение фоновых содержаний элементов в глинистых и карбонатных породах объясняется теми же факторами, что и в первом типе распределения (I группе рядов). В нижнекембрийских отложениях ко II группе рядов относятся барий, свинец, галлий, медь, марганец, ванадий; в пярусско-наровской серии живецкого яруса среднего девона — ванадий и марганец (V-образный профиль), барий и цирконий (нисходящий), хром (L-образный профиль); в старооскольском горизонте — цирконий, свинец, титан, хром, медь; в пашийских и кыновских отложениях — только титан (нисходящий профиль); в задонско-елецких — цирконий и барий (нисходящий профиль); в данково-лебежанских — марганец (V-образный профиль), титан, барий, медь, свинец, цирконий (нисходящий профиль); в турнейском ярусе каменноугольной системы — свинец (нисходящий профиль); в башкирском ярусе — никель, медь, галлий, свинец (V-образный профиль), барий (нисходящий), иттрий (L-образный профиль); в московском — марганец, свинец, иттербий, барий (V-образный профиль); в нижнепермских отложениях — свинец, цирконий (V-образный профиль), иттербий и барий (нисходящий профиль).

Третья группа рядов (III) объединяет элементы с горизонтально-восходящим, горизонтально-нисходящим и горизонтальными геохимическими профилями. Содержания их в глинистых и песчаных отложениях равны. Такое распределение объясняется одновременным действием описанных выше причин. Группа является промежуточной между I и II.

В палеозойских отложениях Белоруссии почти во всех стратиграфических подразделениях в эту группу попадает кобальт, часто хром. Из других элементов — галлий и бериллий (нижняя пермь), ванадий и цирконий (башкирский ярус карбона), галлий (задонско-елецкие отложения) и др. Следует заметить, что фоновые содержания элементов /I3, I4/ для всего осадочного чехла Белоруссии (для I7 элементов в трех типах пород) позволяют дифференцировать элементы по приведенной схеме.

Так, большинство элементов (бериллий, титан, ванадий, хром, марганец, никель, медь, галлий, стронций, иттрий) относятся к Λ -образному геохимическому профилю (I группа рядов), а литий, кобальт, цирконий, барий, иттербий, свинец — к нисходящему ряду II группы. Только у рубидия геохимический профиль в осадочном чехле Белоруссии V-образный. Как в целом для осадочного чехла Белоруссии, так и для отдельных его частей (например, мезозойских, кайнозойских, палеозойских отложений) наиболее характерен Λ -образный геохимический ряд элементов. По данным С.М.Катченкова /42/, И.И.Гинзбурга /29/, Н.М.Страхова /87/ и других исследователей, он типичен для многих регионов страны.

В целях количественной характеристики степени упорядоченности в распределении элементов введено понятие коэффициента распределения (K_p), представляющего собой отношение суммы элементов наиболее распространенной I группы рядов (восходящий, Г-образный и Λ -образный профили), где содержание их в песчано-алевритовых отложениях всегда ниже, чем в глинистых, к количеству всех изученных элементов. Этот коэффициент характеризует степень упорядоченности распределения и неодинаков для различных стратиграфических подразделений (табл.8).

Таблица 8

Значения коэффициентов распределения элементов
в палеозойских отложениях Белоруссии

Геологический индекс	Коэффициент распределения элементов	Геологический индекс	Коэффициент распределения элементов
P_I	0,46	D_{3lv}	0,78
C_{2m}	0,57	D_{3ev}	0,78
C_{2b}	0,23	D_{3p-kn}	0,64
C_{1v}	0,91	D_{2st}	0,56
C_{1t}	0,83	D_{2p-n}	0,46
D_{3dn-lb}	0,36	Cm_{1b}	0,36
D_{3zd-el}	0,64		

Из таблицы видно, что величины коэффициента распределения элементов растут от нижнекембрийских отложений вверх по разрезу, достигают максимума в евлановском и ливенском горизонтах франского яруса верхнего девона, затем снижаются до 0,36 в данково-лебединских отложениях. Величина K_p резко возрастает

ет в турнейском ярусе нижнего карбона и продолжает расти до 0,91 в визейских образованиях. В башкирском ярусе она резко снижается до самой малой (0,23) величины, в московских отложениях увеличивается более чем в два раза, снова несколько снижаясь в нижнепермских породах.

Н.М.Страхов в ряде работ /87, 88/ классифицировал закономерности распространения микроэлементов в осадочных отложениях и выделил пестрый и упорядоченный типы распределения, а в каждом из них два подтипа (модификации): в первом — собственно пестрый и переходный, во втором — сглаженный и контрастный. Коэффициент распределения элементов выражает эту классификацию количественно и таким образом в некоторой степени характеризует интенсивность выветривания в областях сноса, способ миграции микроэлементов, расстояния до источников сноса и т.д. В эпоху наиболее интенсивного химического выветривания максимум содержаний резко сдвигается в пелагическую зону тонкозернистых (глинистых и карбонатных) осадков, распределение элементов приближается к упорядоченному типу, коэффициент стремится к единице, в период ослабления выветривания он будет убывать. Чем дальше источники сноса и больше водоемы седиментации, тем лучше сортировка терригенного материала, тем беднее осадки пелитовыми частицами. И в этом случае растет коэффициент распределения. При слабом развитии химических процессов в питающих провинциях (малая расчлененность рельефа, сухой климат и т.д.) часть элементов не успевает выделяться из кристаллических решеток и мигрирует в виде обломков минералов. Максимум содержаний сдвигается в терригенные крупнозернистые породы. Элементы, которые высвободились из кристаллических решеток и перешли в раствор, частично обогащают глинистые и карбонатные образования. В этом случае распределение относится к переходному подтипу. Коэффициент уменьшается. Близость источников сноса и, следовательно, плохая сортировка материала еще более усугубляют несогласованность в распределении элементов, приводят к собственно пестрой модификации пестрого типа. Коэффициент распределения падает, порою даже до нуля.

Были сопоставлены коэффициенты распределения в различных отложениях и регионах СССР, в частности Актыбинского Приуралья /104/, Второго Баку /87/, Северного Кавказа /77/, Саратовского Поволжья /26/, равнинного Узбекистана и др. Для приведенных районов, а также для Белоруссии коэффициент

распределения элементов в осадочных породах соответствует типам распределения примерно в следующем соотношении:

собственно пестрое распределение	— $K_p < 0,30$;
переходный подтип пестрого распределения	— $K_p = 0,30—0,50$;
сглаженная модификация упорядоченного распределения	— $K_p = 0,51—0,80$;
контрастный подтип упорядоченного распределения	— $K_p = 0,81—1,0$

Сделанные выводы позволяют в общих чертах по величине коэффициентов распределения охарактеризовать области сноса, способ миграции элементов в период формирования тех или иных отложений, т.е. сделать некоторые палеогеографические реконструкции. Касаясь палеозойских отложений Белоруссии, можно говорить, например, что в елановских и ливенских отложениях франского яруса верхнего девона наблюдается согласованное распределение ($K_p=0,73$, сглаженная модификация). Однако согласованность не дошла до своего логического конца и сохраняет некоторые черты переходного подтипа. Значит, на водосборной площади большую роль играет химическая переработка материала, под действием которой часть микроэлементов переходит в растворы или сорбируется на мицеллах глинистых минералов. Содержание элементов в тонкозернистых разностях пород повышается. Однако эти процессы не были достаточно сильными: сортировка материала, хотя и играла значительную роль, еще не дошла до той степени, когда вся песчаная формация очищается от тонкодисперсных частиц. Увеличение роли химического выветривания материнских пород благоприятствовало обеднению малыми элементами песчано-алевроитовых пород и обогащению глинистых. Все это отразилось на увеличении коэффициента распределения.

Прикладное значение изучения закономерностей распределения микроэлементов не исчерпывается, конечно, только возможностями решения некоторых вопросов палеогеографии. Знание фоновых содержаний и их изменения в зависимости от возраста отложений позволяет выделять элементы-индикаторы возраста и использовать их для расчленения отложений /16, 12/. Выяснение металлогенической специализации осадочных пород в том или ином регионе, выделение перспективных площадей на различные полезные ископаемые, установление аномальных содержаний элементов и другие вопросы геологии могут эффективно решаться только путем применения целого комплекса методов исследования, один из которых — изучение геохимии микроэлементов.

ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЛУБИННЫХ ЗОНI. Опыт применения геохимических и минералогических
данных для расчленения и корреляции отложений
девона Белоруссии

В Белоруссии в последнее время широким фронтом развернулись геолого-поисковые работы на полезные ископаемые, связанные с породами кристаллического фундамента и осадочного чехла (железо, редкие элементы, нефть и газ, каменную и калийную соли, горючие сланцы, уголь, бокситы, рудопоявления цветных металлов и пр.). К числу наиболее перспективных осадочных отложений, несомненно, относятся девонские (рис. 8), с которыми связаны месторождения нефти, солей, горючих сланцев.

Для ведения целенаправленной глубинной геологической съемки, эффективных поисковых и разведочных работ, обоснования геологических прогнозов рудного и нерудного минерального сырья в осадочных образованиях Белоруссии необходимо в первую очередь изучение геолого-структурных, литологических, фациальных, палеогеографических, минералогических, геохимических и других особенностей, что в свою очередь немислимо без стратиграфического расчленения отложений и их региональной корреляции.

В условиях Белоруссии вопросы расчленения разрезов палеозоя, стратиграфической привязки литологических пачек, отдельных прослоев пород, проявлений и месторождений различных полезных ископаемых приобретают особенно большое значение в связи с закрытостью территории мощным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, практическим отсутствием обнажений. Дорогостоящий Kern скважин должен изучаться самым тщательным образом и точно привязываться стратиграфически. Если в мезо- и кайнозойских образованиях Белоруссии довольно часто наход-

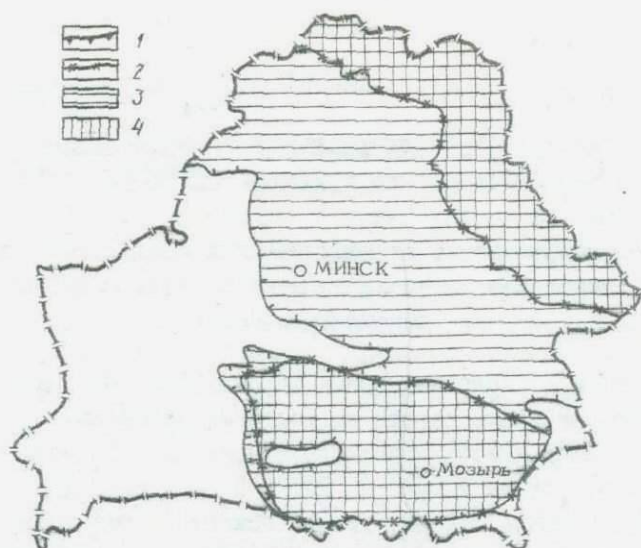


Рис. 8. Схема распространения живецких и франских отложений на территории Белоруссии. Границы: 1-живецких, 2-франских отложений. Площади распространения: 3-живецких, 4-франских отложений

ки макро- и микрофауны, позволяющие расчленить их до яруса и мельче, то с палеозойскими дело обстоит значительно сложнее. В большей степени это относится к так называемым "немям", преимущественно терригенным толщам девона, возраст которых устанавливается только по единичным находкам остатков рыб, брахиопод, спорам и главным образом по аналогии (последовательности в разрезе, литологическому составу и др.) с девонскими отложениями смежных районов (Центрального и Главного девонского поля). В этих условиях важное значение приобретают геохимические и минералогические методы сопоставления и расчленения. Возможность стратиграфической корреляции "немых" толщ по данным химических, спектральных и других анализов доказали многие исследователи /96, 41, 43/, осуществившие геохимическими методами расчленение осадочных пород в ряде районов страны. Работы В.Н.Вербицкого /22/, Ф.А.Кубацкой /49/, Ф.Я.Сапрыкина, Ю.К.Буркова /76/, А.Д.Султанова /90/, Д.П.Малюги /57/, Д.И.Зульфугары /40/ показали, что одновозрастные толщи, как правило, характеризуются набором близ-

ких значений содержаний малых элементов, которые можно и нужно использовать в целях корреляции, довольно четко производимой для ряда регионов и отложений. Важность и необходимость, а главное — принципиальная возможность корреляции и расчленения осадочных толщ геохимическими и минералогическими методами ни у кого не вызывает сомнения, однако набор элементов, минералов, коэффициентов и геохимических показателей, по которым проводится корреляция для различных регионов и стратиграфических подразделений, будет, конечно, не одинаков. Данные о возможности корреляции осадочных отложений Белоруссии по геохимическим и минералогическим материалам приведены в ряде работ /14, 16, 12, 75, 60/.

Авторами настоящей работы проведены исследования по выяснению геохимических, минералогических и некоторых других различий между отдельными стратиграфическими подразделениями живецкого и франского ярусов девона Белоруссии, выявлению химических элементов-индикаторов возраста осадочных образований, минералогических коррелятивов, ряда геохимических коэффициентов, несущих информацию об изменении условий осадконакопления во времени.

Методически работа выполнялась путем опробования керна скважин (пунктирно-бороздовым способом на спектральные анализы и штупным — на другие аналитические определения) с последующей математической обработкой результатов анализов, выполненных в Центральной лаборатории Управления геологии при СМ БССР, литологической лаборатории БелНИГРИ и отделе литологии и геохимии глубинных зон Института геохимии и геофизики АН БССР.

Для характеристики минералогических и геохимических различий отдельных горизонтов живецкого и франского ярусов девона применялись следующие показатели: среднегеометрические содержания химических элементов — средние геометрические, определенные методом медианы и квартилей /103/ и выраженные в весовых процентах; коэффициент F , равный сумме содержаний микроэлементов группы железа (никеля, кобальта, ванадия, титана, хрома, марганца); отношения содержаний микроэлементов (марганца к никелю и др.); среднеарифметические содержания минералов тяжелой фракции в пересчете на породу; минералогические ряды — аксессуарные минералы, расположенные по степени уменьшения их содержания в породе; соотношение минералов легкой и тяжелой фракций для разных стратиграфических горизон-

зонтов; различия в содержании типоморфных разновидностей некоторых минералов (циркон, рутил, турмалин и др.) для горизонтов, набор аксессуаров в которых примерно одинаков; коэффициенты минералогической устойчивости — отношение суммы сравнительно устойчивых минералов к сумме неустойчивых (K_y); встречаемость элементов (коэффициент встречаемости K_B) — выраженное в процентах отношение количества проб с содержаниями элемента выше порога чувствительности анализа ко всему количеству проб; по встречаемости элементов выделено 4 группы: I — встречаемость 100—80%, II — 80—50%, III — 50—30%, IV — менее 30%; геохимические ряды (профили) элементов — изменение их содержания в литологическом ряду от песчаных (II) пород к глинистым (Г) и карбонатным (К); коэффициент распределения — отношение количества элементов, распределение которых относится к упорядоченному типу /88/, ко всем элементам, определенным в породе (подробнее о нем см. главу III); геохимическая подвижность элементов и др.

Анализ вышеприведенных показателей позволил установить основные минералого-геохимические особенности различных горизонтов живецкого и франского ярусов девона Белоруссии и показать их различия.

Отложения живецкого яруса среднего девона представлены пярнуско-наровской серией и старооскольским горизонтом, изученными по 135 скважинам.

Пярнуско-наровская серия отличается от более древних горизонтов силура, ордовика, кемория, венда и рифея среднemedианными содержаниями ряда микроэлементов группы железа в однотипных литологических разностях пород. Как правило, содержание титана в подстилающих отложениях (кроме карбонатных пород ордовика и силура) выше, чем в пярнуско-наровской серии, а ванадия (кроме глин и мергелей протерозоя и ордовика), марганца (кроме глин верхнего протерозоя и песчаных отложений кемория) и никеля (кроме песчаных пород кемория) — ниже. Элементами-индикаторами возраста пярнуско-наровских отложений являются в различных породах марганец, ванадий, хром, в меньшей мере никель. Содержания Mn, V, Ni, Cu в ряде разрезов превышают кларковый рубеж и образуют эмбрионально-рудные концентрации. В ряде случаев горизонт выделяется максимальными значениями коэффициента F и величины отношения марганца к никелю. Гипсы и ангидриты пярнуско-наровской серии отличаются от однотипных пород сар-

гаевского возраста резко пониженными значениями содержания ванадия, марганца и титана. Песчано-алевритовые породы пярнуско-наровской серии, особенно ее нижней части, отличаются высоким содержанием полевых шпатов (микроклина, несдвойникованных калишпатов, реже — кислых плагиоклазов) — до 45—60% на востоке Припятской впадины и до 30—40% на ее западе и северо-востоке БССР — и присутствием значительного количества слюд (2—30%).

Состав тяжелых фракций пярнуско-наровских отложений ряда минералогических ассоциаций на территории Припятской впадины таков: на юго-востоке, в пярнуских отложениях, — гранатовая ассоциация (до 65% граната среди кластогенных минералов тяжелой фракции), сменившаяся в наровское время турмалино-цирконовой; на северо-западе — гранато-цирконовая, на юго-западе — эпидотовая; на юге — цирконо-эпидотовая. Это свидетельствует о различном возрасте и неодинаковом петрографическом составе участков сноса.

Характерно высокое содержание аутигенного пирита в тяжелой фракции (до 2% от всей породы), который должен исключаться из подсчета при выделении терригенно-минералогических провинций.

На северо-востоке Белоруссии состав тяжелых минералов более сглажен. И здесь отмечается повышенное содержание пирита (в среднем 0,3% при пересчете на породу).

Если расположить минералы по степени уменьшения их содержания в породе, можно получить следующий ряд для пярнуско-наровской серии: фракция 0,25—0,1 мм — пирит—биотит—ильменит—лейкоксен—циркон—мусковит—турмалин—роговая обманка—гранат—апатит—дистен—фосфаты—эпидот—рутил; фракция 0,1—0,01 мм — пирит—ильменит—лейкоксен—фосфаты—циркон—биотит—гранат—апатит—турмалин—рутил—роговая обманка — эпидот—мусковит—барит—дистен. Минералогические ряды являются одной из важных характеристик осадочных отложений, так как отображают степень относительной насыщенности их теми или иными минералами и свидетельствуют о характере расстояний до возможных источников сноса. Для количественного выражения этого фактора использованы коэффициенты устойчивости по минералогическим данным (K_u), представляющие собой отношение суммы устойчивых минералов к сумме неустойчивых /65/. Очевидно, что чем больше величина K_u , тем дальше находился источник сноса, если размывались одни и те же породы. Коэффициенты минерало-

гической устойчивости для пярнуско-наровских отложений, равные 4,3 для фракции 0,1—0,01 мм, 7,2 для фракции 0,1—0,25 мм и 4,7 для суммы фракций, говорят о сравнительном удалении источника сноса.

В отложениях пярнуско-наровской серии повышены коэффициенты встречаемости титана, ванадия, марганца, никеля во всех литологических разностях, кроме никеля в гипсах и ангидридах. Встречаемость же хрома и кобальта сравнительно низкая. В целом для серии характерны относительно низкие содержания ванадия, меди, бария, циркония и высокие — титана, марганца, никеля, галлия. Содержание хрома и кобальта практически не определяется — в большинстве проб оно ниже порога чувствительности. В ряду распределения элементов группы железа по степени уменьшения фоновых содержаний на первом месте стоит железо, за ним титан, марганец, ванадий, никель, хром. В классификации по геохимическим профилям никель, титан, медь, галлий и свинец относятся к Λ -образному ряду (максимум содержаний в глинах), марганец, железо, ванадий — к V -образному (в глинах — минимум), цирконий и барий — к нисходящему (максимум в терригенных образованиях), хром — к L -образному, кобальт — к горизонтальному. Подсчитанный по этим данным коэффициент распределения (K_p) равен 0,42. Следовательно, распределение элементов в отложениях серии можно отнести, по Н.М.Страхову /87/, к переходному подтипу пестрого типа. По данным ряда исследователей /87,104,26/, увеличение согласованности в распределении элементов, а следовательно, и рост K_p вызываются увеличением роли химического выветривания в областях сноса или улучшением сортировки материала в связи с удалением источника сноса и увеличением площади самих водоемов и т.д.

Коэффициент распределения в пярнуско-наровских отложениях, равный 0,42, свидетельствует о том, что примерно у половины элементов (с учетом запороговых значений хрома и кобальта) максимальные содержания сдвинуты в сторону тонкозернистых отложений.

Для староскольского горизонта руководящие элементы (индикаторы возраста) выделены лишь для глинистых отложений. Это кобальт, хром, отчасти ванадий (максимум) и титан (минимум). В конкретных разрезах староскольские отложения отличаются от пярнуско-наровских, а также перекрывающих пашийско-кыновских повышенными содержаниями хро-

ма и марганца, минимумом никеля. Кроме того, в ряде случаев для старооскольского горизонта характерны максимальные значения коэффициента F , величин отношений титана к ванадию и никеля к ванадию, а также минимумы Ga/Ti и Mn/Ni . Отношения ванадия к хрому и марганца к никелю на границе пярнуско-наровских и старооскольских отложений в отдельных разрезах дают резкий максимум.

Состав минералов легкой фракции старооскольского горизонта отличается преобладанием кварца над полевыми шпатами (5—40%, обычно не выше 25%), нередко — высоким содержанием мусковита (от 5 до 46,2%, среднее 9,6%). Минералогический состав старооскольских отложений беднее, чем пярнуско-наровских, широко распространены цирконо-гранато-турмалиновая и турмалино-эпидотовая ассоциации.

Во фракции 0,25—0,1 мм установлены максимумы биотита, мусковита, роговой обманки, рутила, фосфатов, а во фракции 0,1—0,01 мм — ильменита, лейкоксена, граната и минимум пирита. В ряду минералов, расположенных по степени уменьшения их содержаний в породе, на первом месте во фракции 0,25—0,1 мм стоит мусковит, затем биотит, роговая обманка, ильменит, лейкоксен, пирит, фосфаты, гранат, турмалин, рутил, циркон, дистен, эпидот, апатит, барит; во фракции 0,1—0,01 мм — ильменит—лейкоксен—циркон—гранат—пирит—фосфаты—роговая обманка—турмалин—биотит—рутил—дистен—эпидот—apatит—барит. Эти ряды отражают степень относительной насыщенности старооскольских отложений минералами. Для суммы фракций и фракции 0,25—0,1 мм величина K_u резко снижена по сравнению с пярнуско-наровской серией и составляет соответственно 2,3 и 0,54. Для фракции 0,1—0,01 мм коэффициенты минералогической устойчивости в тех и других отложениях примерно равны. Снижение величины K_u показывает, что источники сноса материала в старооскольское время располагались ближе к зоне осадконакопления, чем в пярнуско-наровское. Это связано, вероятно, с тем, что при формировании отложений описываемого горизонта размыты подвергались в ряде случаев и толщи пярнуско-наровской серии (например, в районе Микашевичского и Бобовнянского выступов и др.).

Встречаемость микроэлементов группы железа в старооскольских отложениях относительно высокая. К редко встречающимся элементам (коэффициент 47,1%) относится только кобальт в песчаных породах. Почти во всех исследованных образцах в ко-

личествах выше порога чувствительности встречены титан, ванадий и марганец в песчаных отложениях, ванадий — в глинистых. В целом для горизонта характерны более высокие, чем в пярнуско-наровской серии, среднемедианные содержания ванадия, циркония, бария, меди и более низкие — никеля, марганца, титана, галлия.

Ряд распределения по степени уменьшения фоновых содержания элементов группы железа (Fe — Ti — Mn — V — Cr — Ni) почти аналогичен таковому в пярнуско-наровских отложениях. Разница лишь в том, что никель и хром в конце ряда поменялись местами.

В классификации по геохимическим профилям к первой группе рядов ($P < G$) относятся ванадий, марганец, железо, кобальт, никель, галлий; ко второй группе ($P > G$) — титан, хром, медь, цирконий, барий, свинец. Подсчитанный по этим данным коэффициент распределения (K_p) равен 0,50, т.е. мало отличается от такового для пярнуско-наровской серии. Распределение элементов также относится к переходному подтипу пестрого типа, где у половины элементов максимальные содержания сдвинуты в сторону глинистых осадков. Незначительное приближение источников сноса обломочного материала не повлияло существенно на величину коэффициента распределения.

Отложения французского яруса верхнего девона Белоруссии (пашийский, кыновский, саргаевский, семилукский, воронежский, евлановский, ливенский горизонты) резко отличаются от пород старососкольского горизонта и перекрывающих образований фаменского яруса по ряду минералогических и геохимических показателей.

Пашийско-кыновские отложения представлены преимущественно глинами, алевролитами, песками, песчаниками с прослоями доломитовых мергелей и глинистых доломитов. Руководящими элементами-индикаторами возраста для них являются титан (максимум) во всех типах пород, никель (максимум) в глинах и марганец в песчаных разностях. В конкретных разрезах эти отложения выделяются максимумами содержания титана, в единичных скважинах — суммой микроэлементов группы железа и минимумом отношения галлия к титану.

Встречаемость микроэлементов группы железа относительно высокая, за исключением хрома и кобальта, для которых она составляет менее 50% и не позволяет правильно подсчитать среднемедианные содержания этих элементов.

Почти во всех исследованных образцах обнаружены в разных количествах титан, ванадий, марганец, никель. В целом для пашийско-кыновских отложений характерны более высокие, чем в старооскольских, средние содержания титана, марганца, никеля, галлия, бария и более низкие — ванадия, меди, циркония. Ряд распределения элементов по степени уменьшения их фоновых содержаний примерно такой, как в пярнуско-наровской серии (железо—титан—марганец—ванадий—никель—кобальт—хром). В классификации по геохимическим профилям большинство элементов относится к А-образному ряду (никель—ванадий—марганец—железо—медь—галлий—цирконий—барий), титан — к нисходящему; кобальт, свинец и медь — к горизонтальному (P=Г=К). Коэффициент распределения равен 0,67. Следовательно, распределение относится к сглаженной модификации упорядоченного типа, при котором у большей части химических элементов максимальные содержания сдвинуты в сторону тонкодисперсных образований. Увеличение коэффициента распределения по сравнению со старооскольским горизонтом связано скорее всего с некоторым усилением роли химического выветривания в зоне денудации.

Геохимически менее подвижным элементом следует считать титан, более подвижными — никель, ванадий, марганец, железо, медь, галлий, никель, цирконий, барий. Титан переносился главным образом в составе обломков, а остальные элементы транспортировались, вероятно, как в коллоидных, так и в истинных растворах.

Главным компонентом легкой фракции песчано-алевритовых пород является кварц (62—99,8%), количество полевых шпатов невелико (0,2—12%, среднее — 5,9%). Минералы группы слюд (мусковит, биотит, хлорит) составляют 6—31,7%. Их содержание закономерно увеличивается от песков и песчаников к алевритам. Таким образом, по сравнению с подстилающими отложениями резко увеличивается роль кварца и уменьшается количество полевых шпатов. Это фиксируется особенно четко по изменению отношения содержания полевых шпатов к кварцу от пярнуских до пашийско-кыновских отложений. Оно меняется от величины, близкой к единице и выше (1,7—0,8), до 0,2—0,002.

На территории Припятской впадины в пашийско-кыновских отложениях выделяется три терригенно-минералогических ассоциации: турмалино-ильменитовая на северо-западе, цирконо-турмалиновая и гранато-цирконо-турмалиновая на юге и юго-востоке,

что связано с размывом различных по составу (граниты, диориты, грандиориты, гнейсы, кварциты, амфиболиты, песчаники, алевролиты и др.) и возрасту (докембрий, средний девон) пород.

Пашийско-кыновским временем заканчивается первый девонский этап пенеппенизации суши, окружающей области аккумуляции (Припятскую впадину, северо-восток БССР и смежные территории). На протяжении длительного времени (саргаевского, семилукского) в бассейны седиментации практически не поступало песчано-алевритового материала, господствовал карбонатный тип осадконакопления. Лишь в начале саргаевского века наряду с карбонатами отлагались сульфаты.

Элементами-индикаторами возраста саргаевских отложений являются никель (минимум в глинах и карбонатных породах), ванадий и частично марганец (минимум в глинистых образованиях). В конкретных разрезах скважин горизонт выделяется минимумом содержания марганца и хрома, максимумом коэффициента F , неярко выраженными максимумами отношений галлия к титану и титана к ванадию. Гипсы и ангидриты отличаются от пород этого типа пярнуско-наровской серии более высокими среднемедианными содержаниями ванадия, марганца, титана.

По встречаемости микроэлементы группы железа — хром и кобальт во всех типах пород и марганец в ангидритах — относятся к третьей группе (K_B менее 50%), ванадий и никель — всегда ко второй (K_B 50—80%), а титан — к первой (K_B 80—100%).

В целом для горизонта по сравнению с подстилающими пашийско-кыновскими отложениями характерно снижение медианных содержаний никеля, ванадия, марганца, титана, меди, бария, циркония; только у галлия фоновые значения увеличиваются.

Ряд элементов, расположенных по степени уменьшения их содержаний, в основном такой, как и для отложений пярнуско-наровского и пашийско-кыновского возрастов. В связи с отсутствием песчаных пород в разрезе саргаевского и семилукского горизонтов коэффициент распределения и геохимические ряды элементов не определялись. Фоновые содержания титана и ванадия для саргаевского горизонта падают от глин к карбонатным породам, а затем вновь возрастают в ангидритах; содержание марганца увеличивается в карбонатных отложениях, но снижается в гипсах и ангидритах.

Семилукские отложения, представленные наиболее чистыми карбонатными породами (известняками и замещающими их вторичными доломитами), отличаются от подстилающих и перекрывающих отложений минимальными содержаниями микроэлементов группы железа (коэффициентом F), небольшим увеличением отношения титана к ванадию, минимальными значениями содержаний марганца и титана.

По сравнению с саргаевскими отложениями в семилукском горизонте снижаются среднемедианные содержания титана, ванадия, циркония, бария, меди, галлия, но увеличиваются никеля и марганца.

Ряд элементов, расположенных по степени уменьшения фоновых содержаний, в основном такой, как в циркусско-наровской серии. Только в верхней части горизонта несколько увеличивается содержание марганца и хрома и уменьшается титана.

В воронежское время на фоне господствовавшего глинисто-карбонатного характера седиментации в разрезе вновь появляются песчано-алевритовые породы, а также туфогенный материал. Это позволяет говорить о наступлении нового этапа девонского осадконакопления, связанного с омоложением рельефа областей сноса. По сравнению с семилукским временем усиливается роль физического выветривания и механического переноса материала.

Почти все элементы (никель, ванадий, марганец, медь, титан, цирконий и др.) переносятся во взвешенном или коллоидном состоянии, о чем говорят максимумы их содержаний, приуроченные к глинистым породам. Геохимическая подвижность всех элементов относительно высокая.

К индикаторам возраста воронежских отложений следует отнести только марганец, для которого характерен максимум в глинистых и минимум в карбонатных породах. В разрезе отдельных скважин горизонт выделяется повышенным содержанием ванадия и марганца, максимумами отношений галлия к титану, никеля к ванадию, ванадия к хрому, небольшим увеличением значения коэффициента F . Встречаемость титана в воронежском горизонте всегда равна 100%, ванадия в глинах — 84% (в карбонатных породах — всего 4,4%); встречаемость кобальта и никеля выше в глинах, хрома и марганца, наоборот, — в карбонатных породах. В целом для горизонта по сравнению с подстилающими отложениями характерно снижение медианных содержаний марганца, ванадия, циркония, меди и увеличение титана,

никеля, галлия и бария. В ряду элементов, расположенных по степени уменьшения их содержаний, впереди стоит железо, за ним — марганец, никель, ванадий и замыкающие хром и кобальт. У всех элементов группы железа отмечается снижение фоновых содержаний от глин к карбонатным породам.

Детальное минералогическое изучение кластического материала воронежских отложений /93/ показало, что терригенные компоненты могут дать хороший материал для расчленения и корреляции толщ, где этот материал не является главнейшим породообразующим, а лишь входит в состав пород иного генезиса (карбонатных, глинисто-карбонатных, осломочно-карбонатных, сульфатно-карбонатных и др.).

Минералогический состав легкой фракции характеризуется явным преобладанием кварца (76—92%) над полевыми шпатами (7,2—13%), а отношение содержания полевых шпатов к кварцу составляет 0,17—0,08. Из других минералов встречаются мусковит и глауконит, который можно рассматривать как специфический минерал-индикатор базальной части воронежского горизонта.

Среди минералов-аксессуаров выделяется две группы. Первая включает постоянно присутствующие во всех образцах ильменит, лейкоксен, магнетит, циркон, рутил, турмалин, гранаты, сфен, роговую обманку, биотит; вторая — спорадически встречающиеся минералы (эпидот, цизит, ставролит, глауконит, биотит, силлиманит). В воронежских отложениях не встречено таких минералов, как брукит, анатаз, пироксен, андалузит, дистен, присутствующих в терригенной толще среднего и верхнего девона (от пярнуско-наровских до пашийско-кыновских отложений). Для этого горизонта характерно преобладание минералов группы ильменита над цирконом. Их соотношение колеблется от 2,6—2,7 до 1,4—1,1, убывая от подошвы к кровле. Среднее значение этого соотношения составляет 2,0.

В е в л а н о в с к о е в р е м я происходило активное прогибание территории Припятской впадины, сопровождавшееся активизацией вулканической деятельности, особенно на ее востоке, о чем свидетельствует значительное накопление туфогенного материала. В других районах Белоруссии эти отложения до настоящего времени не сохранились.

Индикаторами евлановского возраста являются титан (минимум в песчаных образованиях) и ванадий (максимум в карбонатных породах). В разрезах конкретных скважин горизонт выделяется небольшими максимумами отношений галлия к титану и ни-

келя к ванадию. Характерно увеличение отношения титана к ванадию и значения коэффициента F на границе с ливенскими отложениями и уменьшение этих величин на границе с восточным горизонтом, а также максимум значения M_p/N_p на контакте с ливенскими образованиями. Евлановские гипсы и ангидриты отличаются от саргаевских снижением медианного содержания ванадия и увеличением марганца и титана.

По значениям коэффициента встречаемости титан и марганец в евлановском горизонте всегда относятся к первой группе (K_p равен 80—100%), ванадий (кроме ангидритов и гипсов) — ко второй, хром (кроме карбонатных пород) и кобальт — к третьей. Никель в различных породах по встречаемости попадает во все три группы. Евлановский горизонт по сравнению с воронежским характеризуется снижением среднемедианных содержаний никеля, меди, галлия, бария и увеличением марганца, циркония и ванадия.

В ряду элементов, расположенных по степени уменьшения их содержаний, на первом месте стоит железо, за ним титан, марганец, ванадий, никель. Хром и кобальт — в конце ряда.

Точно такая же картина наблюдается в пярнуско-наровской серии, в пайийско-кыновских, саргаевских и верхней части семилукских отложений.

В классификации по геохимическим профилям к восходящему ряду относятся марганец, ванадий, галлий; к Λ -образному — никель, титан, железо, медь, цирконий, барий. Хром принадлежит к прямому восходящему, а кобальт и свинец — к горизонтальному рядам. Коэффициент распределения равен 0,75, что говорит о сглаженной модификации упорядоченного типа распределения /I3, I4/, при котором у большинства химических элементов максимальные содержания сдвинуты в сторону тонкодисперсных образований.

Геохимически менее подвижными элементами следует считать только хром, кобальт и свинец. Их миграция осуществлялась, вероятно, в составе обломков и взвесей. Более подвижные элементы — никель, титан, марганец, ванадий, галлий, медь, цирконий, барий — транспортировались мицеллами глинистых минералов и частично растворами.

Активность и заметная дифференциация тектонического режима отразилась на распределении кластических минералов легкой фракции. В южной части Припятского прогиба и на ее западе преобладает кварц (80—95%), а на северо-востоке ведущую

роль на отдельных этапах играют калиевые полевые шпаты. В ряде образцов Речичкой структуры их содержание достигает 84—89% в песчаных фракциях и 47—56% — в крупноалевритовой.

Набор аксессуарных минералов евлановского горизонта весьма близок к таковому для воронежских отложений. Здесь, однако, среди спорадических минералов появляются берилл, андезит, гематит, пироксен, исчезают глаукоцит, силлиманит. В разряд спорадических переходит роговая обманка. Изменяется соотношение ильменита и циркона (0,42—1,1, в среднем 0,8), несколько увеличивается содержание турмалина, монацита и сфена.

Различия в распределении аксессуариев в разновозрастных отложениях выступают гораздо ярче при рассмотрении типоморфных особенностей некоторых минералов /93/. Подчас соотношение разновидностей одного минерала может служить более надежным коррелятивным признаком, чем сравнение количеств содержащих разных минералов. Так, в воронежских и евлановских отложениях на основании таких признаков, как цвет, плеохроизм, прозрачность, степень идиоморфности кристалла, его окатанность, выделяется ряд типоморфных разновидностей минералов. Установлено наличие трех разновидностей рутила (прозрачный неокатанный, прозрачный окатанный, непрозрачный окатанный), четырех — циркона (бесцветный неокатанный, бесцветный окатанный, желтовато-коричневый, розоватый), пяти — турмалина (зеленовато-бурый слабо окатанный, бурый окатанный, голубовато-синий окатанный, голубовато-зеленый со слабым плеохроизмом, бесцветный идиоморфный). Подсчитаны процентные содержания этих разновидностей от всего числа зерен данного минерала, прослежены закономерности их распределения в разрезе. Так, например, установлено, что в воронежском горизонте 85—96% составляет турмалин зеленовато-бурой окраски, слабо окатанный, с резким плеохроизмом. В евлановском же горизонте эта разность составляет только 40—75% всего турмалина, зато в этом горизонте широко распространен слабо плеохроизирующий голубовато-зеленый турмалин и гораздо чаще встречаются бесцветные его разновидности. В евлановском горизонте разнообразнее проявляется типоморфизм ряда других минералов (граната, сфена). Известно, что по разновидностям такого минерала, как кварц, также можно осуществлять корреляционные построения /50/. Для повышения информативности данных о характере разновидностей минерала можно пойти по пути расширения признаков, составляющих отличие. Так, Н.С.Сплошнова /85/,

изучая минералогические особенности акцессорного циркона изверженных и метаморфических пород Ильменских гор, рассматривает такие признаки, как форма кристаллов, удлинение, зональность, включения, гранная скульптура, характер люминесценции и т.д.

Ливенский горизонт, завершающий разрез франских отложений Припятской впадины, представлен мощной (до 1150 м) соленосной толщей, содержащей прослой карбонатных, туфогенных, сульфатных и глинистых пород с песчаной и алевритовой примесью.

Элементами-индикаторами возраста ливенских отложений являются ванадий (минимум в песчаных и глинистых породах) и хром (максимум в карбонатных образованиях). В разрезах конкретных скважин для горизонта отмечаются минимальные значения отношений титана к ванадию и никеля к ванадию, минимум величины Ga/Ti на границе с евлановскими отложениями, а также уменьшение медианных содержаний титана, марганца и никеля. Гипсы и ангидриты ливенского возраста содержат значительно меньше титана и марганца, чем евлановские, а соли — гораздо меньше ванадия, марганца и титана, чем в верхней соленосной толще фаменского возраста.

Встречаемость микроэлементов группы железа в несолевых породах ливенского возраста высокая у титана и марганца (I группа во всех породах, кроме глин и марганца), относительно высокая у ванадия и никеля (большой частью II группа), низкая у хрома и кобальта. В целом для горизонта характерны более высокие по сравнению с евлановскими отложениями фоновые содержания циркония и бария и более низкие титана, ванадия, марганца, никеля, меди, галлия. Ряд элементов, расположенных по степени уменьшения их содержаний, аналогичен таковому в пярнуско-наровской серии, пашийско-кыновских отложениях, саргаевском, бурегском и евлановском горизонтах.

В классификации по геохимическим профилям к Λ -образному ряду ($P < G > K$) относится большинство элементов (титан, марганец, железо, медь, цирконий, барий, галлий), к Γ -образному ($P < G = K$) — ванадий и никель, к горизонтально-восходящему ($P = G < K$) — хром, к горизонтальному ($P = G = K$) — кобальт и свинец.

Подсчитанный на основе этих данных коэффициент распределения элементов совпадает с таковым для евлановского горизонта и равен 0,75. Распределение элементов, следовательно,

относится, по Н.М.Страхову /88/, к сглаженной модификации упорядоченного типа и свидетельствует о том, что наряду с физическим выветриванием большую роль в областях сноса в лвенское время играют химические процессы. Геохимически менее подвижными элементами являются только хром, кобальт и свинец, которые, вероятно, транспортировались в составе обломков и взвесей. Все остальные изученные элементы более подвижны, в их миграции большую роль играли растворы и коллоиды.

Содержание минералов легкой фракции в различных скважинах колеблется: кварца — от 33,5 до 93%, полевых шпатов — от 7 до 37%, мусковита — от 0,5 до 36,3%. Шесть различных ассоциаций тяжелых минералов, встреченных на разных площадях Припятского прогиба (сфено-эпидотовая, турмалино-эпидотовая, гранато-эпидотовая, цирконо-гранатовая, гранатовая и цирконовая), свидетельствуют скорее всего не столько о существенных отличиях в характере сноса материала на площади, сколько об изменениях во времени, так как в условиях селективного отбора керн из мощной соленосной толщи могли быть изучены заведомо разновозрастные образцы.

Приведенные в главе данные указывают на широкие возможности использования геохимического и минералогического материала для расчленения и корреляции осадочных образований. Опыт такого рода исследований на примере девонских отложений Белоруссии свидетельствует об их плодотворности. Комплекс показателей, примененный нами для характеристики девонских отложений Белоруссии, не исчерпывает всех возможных приемов и методов корреляции по геохимическим и минералогическим данным и может быть существенно расширен и дополнен.

2. Геолого-геохимические предпосылки выделения формации медистых песчаников в Припятской впадине Белоруссии

Резко возросшее в последние годы потребление меди различными отраслями народного хозяйства поставило перед геологами задачу расширения минерально-сырьевой базы этого ценного полезного ископаемого и выявления новых площадей и регионов для ведения геологоразведочных работ.

По ряду признаков одним из таких перспективных районов является Белоруссия и в частности Припятская впадина, изу-

чением вопросов меденосности которой в течение нескольких лет занимались белорусские исследователи /17,15,38,21/. Результаты проведенных комплексных геолого-поисковых, разведочных, научно-исследовательских работ позволяют прогнозировать наличие стратиформных месторождений меди (типа медистых песчаников) в пестроцветной молассоидной формации пермо-триаса Припятской впадины. Бурением пока не вскрыты промышленные скопления меди, что связано, видимо, с узкой локализацией и сложной конфигурацией рудных тел, как это имеет место в Джеккагане и других меденосных регионах. Стратиформные месторождения и проявления меди, особенно относящиеся к формации медистых песчаников, имеют большое экономическое значение. В СССР они составляют 31% запасов и 25% добычи меди (за рубежом соответственно 47 и 26%). Это крупнейшие месторождения медного пояса Катанги-Замбии, а также Удокана, Джеккагана, Центральной Европы, Западного Приуралья, Северной Африки, Средней Азии, плато Колорадо, Мангышлака и других районов.

Медистые песчаники являются одной из хорошо выраженных рудных формаций, к которой относятся все стратиформные месторождения меди в осадочных породах независимо от литологических и других особенностей рудоносных отложений.

Большинство известных месторождений медистых песчаников приурочено к пестроцветным карбонатно-терригенным и терригенно-карбонатным толщам мощностью от одной-двух сотен метров до нескольких километров. Эти толщи формируются в условиях различных фаций, из которых преобладают дельтовые, лагунные, прибрежно-морские, и в большинстве случаев относятся к образованиям аридного климата; нередко в пространстве и по времени отложения близки к галогенным формациям /25/. Рудоносными могут быть различные литологические типы пород геологического возраста — от раннего протерозоя (Удокан) до неогена (рудопоявления Средней Азии).

Генезис медистых песчаников весьма сложен и потому часто возникают разногласия в его определении /100,54,45,79,84,95/. Проведенное в 1968—1972 гг. широкое обсуждение вопросов генезиса стратиформных месторождений цветных металлов (совещание в Ленинграде "Основы научного прогноза месторождений", семинар по стратиформным месторождениям в г.Чите, Всесоюзная конференция по рудообразованию в г.Ташкенте и др.) показало, что классические представления об образовании оруденения лишь

за счет глубинных источников и контроле его разрывными нарушениями и физико-механическими свойствами пород часто не увязываются с новым фактическим материалом. Работами М.М. Константинова, В.М. Попова, В.С. Домарева, результаты которых доложены на семинаре по стратиформным месторождениям цветных металлов, получены данные о формировании оруденения до литификации осадков. На основе этих материалов Н.М. Страховым разработана теория осадочно-диагенетического рудообразования. Результаты углубленного изучения процессов эпигенетического преобразования осадочных толщ позволяют некоторым исследователям высказать точку зрения о возможности образования месторождений при эпигенетических (катагенетических) процессах пластовыми водами, способными мобилизовать рассеянные концентрации металлов. А.М. Лурье и И.Ф. Габлина /54/ и другие авторы говорят о решающей роли в образовании медистых песчаников "вадозных гидротерм", не связанных непосредственно с интрузиями, а заимствующих рудные компоненты из нижележащих осадочных и осадочно-метаморфических толщ.

Результаты разносторонних исследований последних лет свидетельствуют о многообразии рудообразующих процессов и о возможности формирования стратиформных рудных концентраций как осадочно-диагенетическим путем, так и перераспределением рудного вещества гидротермальными растворами магматического и немагматического генезиса. Пользуясь терминологией В.И. Смирнова /84/, можно сказать, что стратифицированные месторождения представляют собой "полихронные и полигенные образования".

Принимая как рабочую гипотезу полигенное происхождение медистых песчаников, мы считаем, что в пермо-триасовых отложениях Припятской впадины они образовались в результате действия подземных вод, глеевого восстановления красноцветных отложений и осаждения сульфидов меди на геохимических барьерах. Возможно, этому процессу предшествовало первичное накопление меди при седиментации.

Генетическую модель медистых песчаников можно представить следующим образом. Подземные воды, несущие медь и другие металлы (свинец, ванадий, молибден, железо и пр.) в виде истинных или коллоидных растворов (например, медь могла мигрировать в виде наиболее растворимого ее соединения) и частично даже взвесей, вступали во взаимодействие с сероводородом; медь переходила в сульфидную форму и выпадала в осадок. Се-

сероводород мог образоваться в результате жизнедеятельности тиобактерий, поступающих вместе с битумами из никелевых горизонтов. О существовании зоны сероводородных вод говорит, например, Э.Константинович /45/, описывая геохимическую зональность вод во время формирования минерализованных осадков. Подстилающие девонские отложения обогащены битумами (породы карбона до 0,3%, данковского и лебедянского горизонтов — до 7%), которые могли содержать бактерии, и сульфатной серой (до 3,0% в задонско-елецких отложениях фаменского яруса девона). Наличие ряда локальных структур, где девонские отложения непосредственно перекрываются пермо-триасовыми, и тектонических разломов, по которым могли мигрировать битумы из нижеуказанных образований, создавало благоприятную обстановку для формирования геохимических барьеров.

Эта генетическая модель указывает на основные поисковые признаки меденосности того или иного региона. К ним относятся наличие возможных источников меди и существование восстановительного сероводородного барьера. По известным стратиформным месторождениям выделены и другие поисковые признаки рудной формации: геолого-структурные, стратиграфические, геохимические, палеогеографические, прямые. Рассмотрим наличие поисковых признаков на медь на территории Белоруссии.

Геолого-структурные поисковые признаки. К этой группе признаков следует отнести наличие общих черт в геологическом строении меденосных провинций и Припятской впадины: приуроченность медистых песчаников к краевым частям платформы (причем наибольшие концентрации металлов обычно расположены на склонах поднятий структур второго порядка, обращенных в сторону областей сноса); стратиформные месторождения меди, связанные с молассовыми пестроцветными формациями и сероцветными породами, покрываемыми красноцветными /25, 21, 54/. Эти месторождения обычно приурочены к артезианским бассейнам, усложненным структурами высшего порядка и разломами, способствующими поднятию глубинных вод, — возможно, битумов.

Геолого-структурное строение Припятской впадины имеет ряд характерных особенностей, являющихся благоприятными поисковыми признаками месторождений меди. Среди них принадлежность территории Белоруссии к западной окраине Русской плиты Восточно-Европейской платформы, в пределах которой известна медная минерализация, связанная с гидротермальными, вулканоген-

ными и осадочными процессами. Припятская впадина примыкает к трем положительным структурам: Белорусской и Воронежской антеклизам и Украинскому кристаллическому щиту; в ее пределах развиты положительные и отрицательные структуры более высоких порядков, широко развита дизъюнктивная тектоника. К ней приурочен Припятский артезианский бассейн. Кроме того, Припятская впадина, являясь северо-западной частью Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена, имеет структурную связь с Днепровско-Донецкой впадиной (ДДВ), в осадочных породах которой известно более 30 рудопроявлений меди. К рассмотренной пестроцветной молассоидной формации Припятской впадины относятся красноцветные и сероцветные образования перми и триаса.

Отложения пермской системы на западе Белоруссии известны лишь в Брестской впадине (крайняя западная часть) и на северо-западных склонах Белорусского кристаллического массива. В пределах Брестской впадины они вскрыты рядом скважин и представлены нижней терригенной и верхней карбонатной толщами. Разрез перми хорошо параллелизуется с пермскими отложениями Калининградской области и Литвы, детально изученными П. Сувейдзисом /89/. По его мнению, продолжение германского цехштейновского бассейна в Польско-Литовскую синеклизу не вызывает сомнений. На северо-западе Белоруссии, в пограничных районах с Литовской ССР, пермские отложения вскрыты единичными скважинами и выделены предположительно по аналогии с Литвой, где они хорошо охарактеризованы фаунистически. Возможно, на территории Белоруссии они распространены более широко и сохранились в Вильнюско-Юратишском понижении кровли кристаллического фундамента, залегая на отложениях ордовика или силура, в Припятской впадине — девона или карбона. В последнем случае они представлены песчаниками, песками, алевролитами, реже — конгломератами, глинами с тонкими прослоями известняков, доломитов, гипсов, ангидритов. Перекрываются в Припятской впадине отложениями триаса, в Брестской — кры. Мощность их 3—560 м.

Отложения триаса распространены шире пермских, но развиты в тех же районах. Они залегают на пермских или каменноугольных образованиях, перекрываются средне-верхнеюрскими, реже верхнемеловыми отложениями. Мощность II—44I м. Представлены известковыми песками, песчаниками, пестроцветными глинами, иногда с гнездами и линзами песка и мелкозернистого песчаника, с известковыми стяжениями; реже встречаются мергели.

Как видно, пестроцветная формация пермо-триаса Припятской впадины, как и в меденосных районах, представлена песчано-глинистыми образованиями с подчиненным количеством конгломератов и гравелитов, генетически относящимися к континентальным, лагунно-озерным, аллювиально-дельтовым и частично морским фациям. В отложениях наблюдается чередование красноцветных и сероцветных прослоев, причем к последним приурочены, как правило, повышенные содержания меди. Чередование в пермо-триасовых отложениях Припятской впадины изучалось авторами в ряде скважин, в результате чего отмечена некоторая закономерность, выражающаяся в их ритмичности. Отношения мощностей красноцветов и сероцветов изменяются от 1:1 до 1:3.

В структурном отношении Припятская впадина имеет довольно сложное строение. Так, в осадочном чехле принято выделять три структурных яруса. Отложения перми и триаса относятся к верхнему из них. В нижних ярусах развиты преимущественно региональные разрывные нарушения с амплитудами в сотни метров. Вверх по разрезу, в среднем и верхнем структурном ярусах, больше развиты пликвативные формы дислокаций, среди которых выделяются структуры третьего и четвертого порядков.

Таким образом, геолого-структурные особенности территории косвенно свидетельствуют о возможном наличии медного оруденения в пределах Припятской впадины.

Н а л и ч и е в о з м о ж н ы х и с т о ч н и к о в
м е д и к а к п о и с к о в ы й п р и з в а к. Потенциально возможными источниками для образования осадочных месторождений меди могут служить нормальная морская вода, продукты вулканических извержений и эксгалаций, поступающие в бассейны седиментации, рассеянная околосларковая концентрация металла в размываемых или промываемых породах, области сноса, несущие повышенные и высокие содержания металлов.

Морская вода, как известно, содержит ничтожные по сравнению с ее массой количества меди, но наличие определенных физико-химических условий может привести к ее концентрации. Вулканической деятельности в пермо-триасовое время на территории Припятской впадины не установлено, однако вулканогенно-осадочная медь могла привноситься из областей размыва более древних отложений (девонских, вендских). Области сноса в Припятской впадине являлись приподнятые участки антеклиз (Белорусской, частично Воронежской) и Украинского кристаллического щита, сложенные различными породами, часто обогащен-

ными медью. Ее аномальные содержания зафиксированы в различных образованиях, начиная от габбро-норитов и диоритов фундамента и эффузивов берестовецкого горизонта верхнего докембрия и кончая отложениями девона и карбона.

Аномалии в породах кристаллического фундамента установлены в различных районах: на Белорусской антеклизе, Микашевичско-Житковичском горсте, северной окраине Украинского кристаллического щита в районе г. Глушковичи и др.

Повышенные содержания меди, связанные с гидротермальными проявлениями в виде кварц-карбонатных жил с халькопиритом и пиритом или зон дробления, в которых содержание меди по отдельным пробам достигает 1,6%, встречены в районе г. Щучина. В габбро-норитах Новоселковской интрузии спектральным анализом установлены содержания меди, равные 0,1—0,2%, и никеля, равные 0,03—0,05%, химическим — концентрация меди в тех же породах (до 0,5%).

Учитывая структурное положение Белорусской антеклизы, существовавшей длительное время как область размыва, и примыкание к ней Припятской впадины, установленные аномальные содержания меди в некоторых породах могут рассматриваться как благоприятный поисковый признак осадочных месторождений меди в этом районе.

Аномальные содержания меди в породах берестовецкого горизонта верхнего протерозоя установлены в юго-западной части Белоруссии и прилегающей к ней территории Украины. В пределах Белоруссии эти аномалии приурочены в структурном отношении к Полесской седловине и Брестской впадине, в литологическом — к туфолавам, хлоритизированному базальту. Оруденение в них представлено вкрапленностью и тонкими прожилками калькозина, ковеллина, борнита, реже халькопирита и самородной меди в ассоциации с кварцем, кальцитом, хлоритом, цеолитами. Содержание меди в них колеблется в широких пределах — от сотых долей до 9,5% в отдельных штуфах. Как показали последние исследования, ореолы рассеивания меди в этих породах имеют четко выраженные контуры (скважина I-K, Брест). Здесь повышенные содержания меди, достигающие по данным спектрального анализа 0,05—0,08%, сопровождаются повышенными содержаниями ванадия — до 0,05%.

На восточном склоне Полесской седловины, в месте ее сочленения с Припятской впадиной, известно Столинское рудопроявление, для которого характерна четкая приуроченность медно*

минерализация к зонам трещиноватых туфов. Оруденение практически не встречается ни в подстилающих, ни в перекрывающих туфы туфопесчаниках. Таким образом, кроме структурного контроля оруденения здесь наблюдается также четко выраженный литологический контроль.

Известны аномальные содержания меди в верхнедевонских отложениях. Концентрации их невелики (0,01—0,02, при фоновых содержаниях — 0,002%), но приуроченность к доломитовой толще с прослоями черной глины, в которой встречаются битумы и остатки обуглившихся растений, значительно повышает поисковый интерес к этим отложениям. Кроме того, в них установлены повышенные содержания никеля, ванадия, свинца. В пределах Воронежской антеклизы обнаружены медная и никелевая минерализация типа "медистых песчаников" в толще, перекрывающей пашийско-кыновские отложения верхнего девона.

С целью изучения рассеянной околокларковой концентрации меди было исследовано распределение средних содержаний этого элемента в породах различного возраста — как в подстилающих пестроцветные образования, так и непосредственно в пермо-триасовых отложениях /17, 15, 38 и др./.

По имеющимся к настоящему времени данным установлено, что наибольшие содержания меди приурочены к туфогенным породам и базальтам берестовецкого горизонта. В связи с этим одним из методов математической статистики был подсчитан местный геохимический фон (Me) меди и ее минимально-аномальные содержания в этих отложениях при уровне значимости 0,05. За фоновые содержания приняты медианные значения меди, т.е. значения, соответствующие пятидесятипроцентному квантилю на кумулятивной кривой. Верхний предел нормального поля (HP_B) и минимально-аномальное содержание (AN_5) определялись по формулам $HP_B = Me + \frac{3}{2} (O_3 - Me)$ и $AN_5 = Me + 4 (O_5 - Me)$, где O_3 — семидесятипроцентный квантиль, снимаемый также с кумулятивной кривой.

В результате проведенных расчетов установлено, что в туфогенных породах (туфы, туффиты, туфо-брекчии и туфо-песчаники) медианное (фоновое) содержание меди составляет 0,022%, HP_B — 0,08%, AN_5 — 0,178% (по 227 образцам). Фоновое содержание меди в базальтах — 0,019%, HP_B — 0,028%, AN_5 — 0,043% (по 129 образцам).

В туфогенных отложениях юго-запада Белоруссии обнаружены содержания меди, превышающие минимально-аномальные: в 8 об-

разцах — 0,2%, в II — 0,3%, в З — 0,4% (из 227 проб); в базальтах: в 2 образцах — 0,05%, в I — 0,2% и в I — 0,3% (из 129).

По результатам свыше 20000 спектральных и химических анализов пород подсчитаны фоновые и минимально-аномальные (при коэффициенте значимости 0,05) содержания меди в трех литологических группах пород (I — в песках, песчаниках и алевролитах; II — в глинах и глинистых сланцах; III — в известняках и мергелях) для более молодых стратиграфических подразделений. Эти содержания составляют (первая цифра — фоновое значение, вторая — аномальное расчетное):

а) в среднедевонских отложениях: для первой группы пород — 0,0026, 0,0562; для второй — 0,0027, 0,0299; для третьей — 0,0014, 0,0158;

б) в верхнедевонских отложениях: для первой группы — 0,0028, 0,0696; для второй — 0,0025, 0,0261; для третьей — 0,0021, 0,0109;

в) в каменноугольных отложениях: для первой группы — 0,001, 0,009; для второй — 0,0015, 0,0179;

г) в пермских отложениях: для первой группы — 0,00083, 0,01351; для второй — 0,00098, 0,02266; для третьей — 0,0003, 0,00078;

д) в триасовых отложениях: для первой группы — 0,0014, 0,0198; для второй — 0,003, 0,019; для третьей — 0,0008, 0,0076.

Вычисленные фоновые содержания позволили выделить в пределах Белоруссии ряд перспективных участков с аномальными концентрациями меди. Видимо, эти отложения вполне могли служить источником металла.

Физические свойства пород. Из физических свойств в качестве косвенного поискового критерия следует указывать пористость красноцветных отложений перми и триаса, подстилающих потенциально меденосные сероцветы. Э.Константинович /45/, изучавший стратиформные месторождения Польши, считает, что вода легко выщелачивает и растворяет соединения меди (в частности, из пород красного лежня) лишь при высокой пористости (до 20%). Песчаные породы триаса Припятской впадины обладают общей пористостью до 44%, в среднем составляя 24,8% (по 100 образцам), верхней перми — 20,8% (по 150 образцам), нижней перми — 19,5% (по 40 образцам). Средняя пористость мергелей триаса — 28%, верхней перми —

24%, правда, пористость известняков и доломитов несколько ниже — 20%.

Литологические и палеогеографические поисковые признаки. Медное оруденение осадочного генезиса, как считает большинство исследователей /34, 25, 67/, не контролируется литологией вмещающих пород. Меденосными могут быть и песчаники, и алевролиты, и глинистые сланцы, и карбонатные породы. Но в пределах пестроцветной формации, как показано в работах А.М.Лурье и И.Ф.Габлиной /54/, Э.Константиновича /45/ и других авторов, медное оруденение приурочено, как правило, к сероцветным породам (причем на тех площадях, где последние подстилаются красноцветными отложениями — красный "лежень"), и нигде за их пределами не встречается. Исследователи объясняют этот факт тем, что подстилающие красноцветы были источником меди, находящейся в рассеянном виде, которая затем выщелачивалась и переносилась подземными водами, впоследствии разгружаясь и образуя месторождения. В связи с этим строение и состав красноцветных отложений, слагающих ложе морского бассейна, были, видимо, одним из факторов, контролирующих оруденение.

Соотношение красноцветов и сероцветов на территории Припятской впадины (рис.9,10) связывается с направлением движе-



Рис. 9. Окраска отложений нижнего триаса Припятской впадины. Условные обозначения см. на рис. 10

ния подземных вод, литологическим составом пермо-триасовых отложений и структурными условиями их залегания. Вероятно, немаловажную роль при этом играл климат. Литологические и геохимические особенности пермо-триасовых отложений показывают, что в это время местами аридный климат сменялся близкими к гумидным климатическими условиями. А это благоприятный поисковый признак. Видимо, в условиях жаркого и сухого климата в областях сноса происходило усиленное физическое выветривание пород при незначительной роли химического разложения. При влажном климате создавались условия для выноса элементов, резко возросла роль химического выветривания. В седиментационный бассейн усилился приток металлов и органического материала. Эта схема подтверждается типами распределения химических элементов и коэффициентом их распределения в триасовых, ниже- и верхнепермских отложениях.

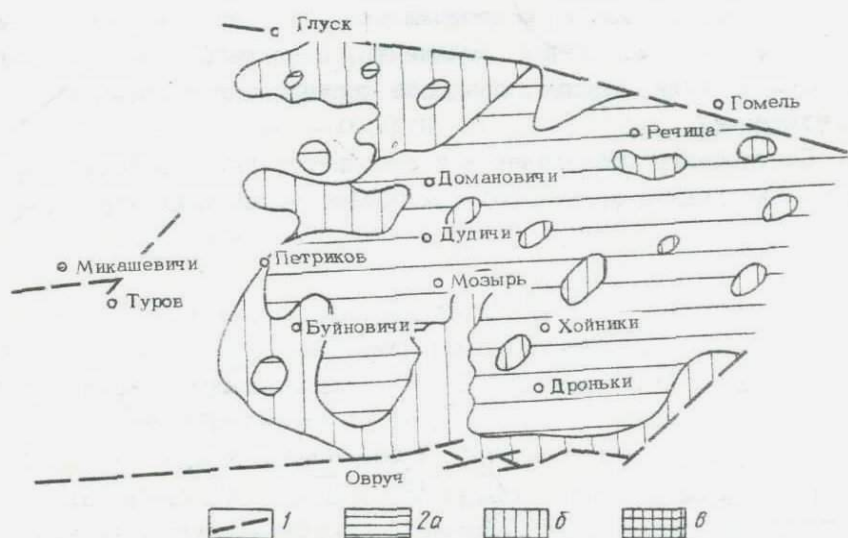


Рис. 10. Окраска отложений верхней перми Припятской впадины: 1—глубинные разломы, ограничивающие Припятскую впадину; 2 — окраска отложений: а) в разрезе 75-100% красноватых, б) 75-100% сероцветов; в) пестроцветы (сероцветов 25-75%).

Приток элементов, в том числе меди, во взвесь и растворах вполне мог привести к их накоплению и концентрации на границе окислительной и восстановительной сред под действием сероводородного геохимического барьера. Но эти факторы следует относить уже к геохимическим критериям поисков меди.

Геохимические поисковые критерии. К геохимическим поисковым критериям на медь осадочного генезиса следует отнести наличие сероводородного барьера и источников серы, смены окислительных условий осадконакопления восстановительными, закономерности распределения химических элементов в пестроцветной толще (в частности, соотношение содержаний между сероцветными и красноцветными породами), вопросы генезиса сероцветной окраски.

О наличии сероводородного барьера в пермо-триасовых отложениях свидетельствуют гидрохимическая зональность вод и часто встречаемые сульфидные образования. Источником серы могли быть нефтяные или сульфатные воды; она могла возникать и в результате жизнедеятельности бактерий. О существовании окислительно-восстановительного геохимического барьера в пермо-триасовых отложениях говорит величина отношения окисного и закисного железа — от 1,0 до 25,0 и выше.

Не менее важным поисковым признаком являются повышенные содержания органического углерода, с которым обычно связывается накопление меди в осадочных породах. Определенное методом Тюрива количество C_{org} в красноцветных прослоях пермо-триаса Припятской впадины колеблется в пределах 0,37—0,59%, а в сероцветах изменяется от 0,40 до 0,77%. Именно к сероцветам приурочены встреченные аномальные содержания меди.

О существовании восстановительных условий свидетельствует и сам факт существования сероцветных окрасок, хотя некоторые исследователи связывают их с постседиментационными эпигенетическими процессами. Последним принадлежит большая роль и в перераспределении ряда элементов, что нередко приводит к их накоплению.

В.С. Домарев /34/ и другие ученые формирование сероцветных разностей пород связывают с воздействием подземных вод в восстановительной обстановке (глеевый катагенез).

Комплекс отложений перми и триаса Припятской впадины обладает некоторыми особенностями в распределении окраски — ее широким диапазоном и характером распределения по площади. Это позволило выделить участки развития преобладающей окрас-

ки пород, установить определенную закономерность в расположении этих участков, а также проследить изменение окраски пород во времени.

Наиболее типичными являются красно-бурые и зеленовато-серые окраски с целой гаммой переходных между ними — розово-красной, охристо-желтой, лилово-красной, светло-серой, белесовато-серой и др. Возникла необходимость установить определенные количественные границы соотношения окрасок по каждому вскрытому разрезу. С этой целью подсчитана общая мощность сероцветных и красноцветных разностей отложений по большинству скважин, вскрывших отложения перми и триаса Припятской впадины. К красноцветным образованиям отнесены толщи с количеством сероцветных разностей от 0 до 25, к сероцветным — от 75 до 100%; промежуточные по окраске образования представлены отложениями, в разрезе которых сероцветные разности составляют от 25 до 75% общей мощности. Собранный материал показал, что для нижнепермских отложений характерно повсеместное развитие красноцветных разностей; встречающиеся сероцветы имеют резко подчиненное значение и не выделяются в виде самостоятельных участков. В отложениях верхней перми сероцветы играют значительно большую роль: четко выделяется зона в южной прибортовой части впадины, образуя глубокий выступ в сторону центра впадины. Контур выступа примерно совпадает с контуром распространения галечно-конгломератовых образований. Довольно широкая зона сероцветов в северо-западной части впадины (см. рис. 9), в северной части она подходит к самому борту. Кроме того, наблюдается развитие небольших пятен сероцветов на некоторых структурах (Хобнинская, Восточно-Выступовичская, Наровлянская, Давыдовская и др.). Зона сероцветных образований в отложениях нижнего триаса весьма близка к верхнепермской, отличаясь большей шириной (см. рис. 10). Красноцветы в отложениях триаса представлены только небольшими отдельными пятнами, основную роль играют пестроцветные отложения.

В литологическом отношении зоны сероцветов представлены в основном разрезами, где песчанистый материал составляет от 25 до 80%. Преимущественно песчанистые отложения развиты в прибортовых частях впадины, и контуры полей их распространения в общих чертах совпадают с контурами развития зон сероцветов. Наиболее широкие зоны сероцветов в отложениях верхней перми и нижнего триаса наблюдаются в северо-западно*

части впадины, со стороны Полесской седловины, т.е. главного направления движения подземных вод.

Кроме особенностей площадного развития сероцветов, в более молодых отложениях перми и триаса четко устанавливается преимущественное распространение сероцветов по сравнению с древними. Это также связывается с большей подвижностью подземных вод в верхних горизонтах отложений.

Таким образом, совпадение максимального развития сероцветных окрасок с основным направлением движения подземных вод доказывает воздействие этих вод в восстановительной обстановке на породы водоносных пластов, а это является обычным явлением для пестроцветных толщ.

Для подтверждения того, что глеевый катагенез сопровождается перераспределением ряда микрокомпонентов в красноцветных толщах, были сопоставлены фоновые содержания элементов в сероцветных песчаниках триаса с таковыми в красноцветных песчаниках. В сероцветах установлено накопление меди и ванадия и вынос никеля, кобальта, марганца, титана, бария. Они обогащены по сравнению с красноцветами SiO_2 , K_2O , SO_3 , CoF_2 , обеднены Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , CO_2 .

А.И.Перельман /72/ определяет относительную степень выноса при условии неподвижности Al_2O_3 в сероцветах. Он приводит ряд интенсивности выноса при карбонатном глеевом катагенезе ($Ca > Mn > Mg > Fe > P > K > Li > Al$) и кислом ($Mn > Ca > Fe > P > Cl > K > Li > Na > Al$). Произведенные по его методу расчеты показали последовательность интенсивности выноса, соответствующую карбонатно-глеевому типу катагенеза.

Установленное сходство генезиса сероцветных окрасок отложений перми и триаса с известными меденосными районами Советского Союза значительно повышает перспективность поисков месторождений меди.

Прямые поисковые признаки меди. К ним следует отнести зафиксированные находки минералов-носителей меди и аномальные содержания элемента.

Работами авторов настоящего раздела на основе расчетных аномальных содержаний меди выделен ряд участков, перспективных на этот металл. Аномальные содержания меди в пермо-триасовых отложениях достигают 0,01—0,07, а в единичных пробах — 0,1%. Медная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, ковеллином. Отмечены повышенные содержания меди в ряде породообразующих минералов.

Приведенные в настоящей работе поисковые признаки на медь фиксируются в той или иной мере в пестроцветной молассоидной формации пермо-триаса Припятской впадины и свидетельствуют о потенциальной меденосности этих отложений. По нашему мнению, следует продолжить как научно-исследовательские, так и поисково-разведочные работы на этот ценный вид минерального сырья. Для дальнейшего изучения рекомендуются в первую очередь зоны перехода сероцветов в красноцветы (северо-запад впадины) с учетом кровли подстилающих отложений и склоны локальных структур, обращенные к областям сноса, на которых установлены участки развития сероцветов и аномальные содержания меди и других элементов (например, Хобнинская структура). Следует изучать эпигенетические изменения отложений перми и триаса, их геохимические особенности, закономерности распределения металлов, роль подземных вод в миграции меди, структурные особенности и целый ряд других вопросов, ответы на которые помогут нам наконец открыть стратиформные месторождения меди в пермо-триасе Белоруссии.

3. К вопросу усовершенствования методики литологического расчленения и корреляции разрезов продуктивных отложений девона Припятской впадины по промыслово-геофизическим данным

На территории Припятской впадины геофизические исследования разрезов глубоких скважин, бурящихся на нефть и газ, проводятся в целях литологического и стратиграфического расчленения разрезов скважин, определения глубины залегания отдельных пластов и горизонтов и их мощностей, выделения в разрезах скважин возможных коллекторов и оценки их коллекторских свойств и нефтегазонасыщенности, изучения структуры пород-коллекторов и характера их фациальной изменчивости, установления геофизических реперов для корреляции разрезов скважин по площади и изучения геологического строения месторождений и разведочных площадей в целом.

Вопросы расчленения и корреляции разрезов скважин при изучении продуктивных карбонатных отложений девона по данным промысловой геофизики приобретают большое значение и в то же время характеризуются значительной сложностью. Для научно обоснованной интерпретации промыслово-геофизических данных при решении этих задач необходимо прежде всего иметь доста-

точно хорошее представление о физических свойствах пород, слагающих продуктивные отложения, и зависимости регистрируемых при каротаже параметров от этих свойств.

Исследуемые при каротаже продуктивных девонских отложений Припятской впадины интервалы карбонатного разреза представлены известняками, доломитами, мергелисто-глинистыми породами, ангидритом, каменной солью. В настоящее время производственными и научными организациями Белоруссии накоплен обширный материал по изучению физических и коллекторских свойств этих пород путем лабораторного исследования керна и анализа промышленно-геофизических данных.

Рассмотрим физические и коллекторские свойства перечисленных пород на примере одного из наиболее изученных нефтяных месторождений — Осташковичского. На рис. II представлены диаграммы распределения удельного и объемного веса, а также общей пористости пород межсолевых отложений этого месторождения. Исходя из этих диаграмм, в табл. 9 приводятся определенные по данным анализов керна характерные значения объемного веса матрицы, открытой пористости, открытой пористости с учетом крупных пустот, доли участия крупных пустот во всем объеме порового пространства, открытой межзерновой пористости, карбонатности и удельного электрического сопротивления.

Как следует из рис. II и табл. 9, в большинстве случаев наблюдается четкая дифференциация по удельному весу (δ) для каменной соли, известняков, доломитов и ангидрита. Значения δ для известняков, мергелей и глин перекрываются в широком диапазоне.

По объемному весу δ среди других пород четко выделяются ангидрит и каменная соль. Эти породы характеризуются также минимальными значениями общей пористости. Сопоставление значений общей пористости $K_{II}^{общ}$ с плотностью δ показывает, что между ними имеется хорошо прослеживаемая статистическая зависимость. Эта зависимость для различных пород иллюстрируется рис. 12 и математически выражается уравнением, справедливым для всех рассматриваемых пород: $K_{II}^{общ} = \frac{100}{\delta_{нс}} (\delta_{нс} - \delta)$, где $\delta_{нс}$ — наиболее вероятное значение минералогической плотности для данной породы. Данные о плотности пород и связи ее с общей пористостью представляют практический интерес при интерпретации диаграмм гамма-гамма-каротажа.

Рассмотрение наиболее часто встречающихся значений общей пористости известняков и доломитов свидетельствует о том, что

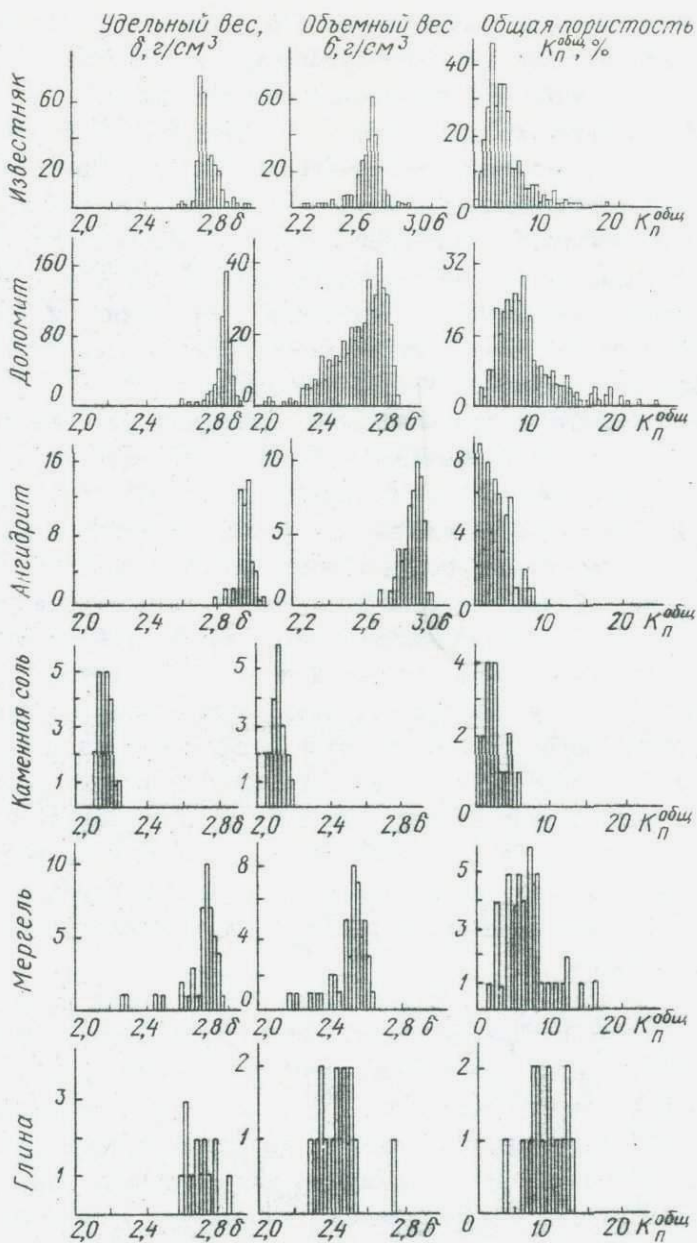


Рис. 11. Диаграммы распределения значений удельного и объемного весов и общей пористости пород межслоевых отложений Осташковлского нефтяного месторождения по данным изучения керна

Таблица 9

Наиболее вероятные значения физических и коллекторских свойств пород межсолевых отложений Осташковичского месторождения по данным исследований керна в Центральной лаборатории УГ при СМ БССР, МИНХ и ГП, БелНИГРИ

Порода	Общее количество делений	Наиболее часто встречающиеся значения		Наиболее вероятное значение	Количество определений в интервале наиболее часто встречающихся значений	
		от	до		количество	% от числа всех анализов

Удельный вес (минералогическая плотность), г/см³

Известняк	30I	2,68	2,82	2,74	267	89
Доломит	47I	2,80	2,90	2,85	393	83
Ангидрит	56	2,90	3,00	2,96	45	80
Каменная соль	20	2,14	2,22	2,18	16	80
Мергель	47	2,60	2,79	2,73	38	81
Глина	15	2,60	2,78	2,68	13	87

Объемный вес (плотность), г/см³

Известняк	3I6	2,56	2,72	2,65	252	80
Доломит	49I	2,36	2,76	2,68	431	88
Ангидрит	58	2,80	2,94	2,89	48	83
Каменная соль	20	2,08	2,18	2,13	17	85
Мергель	47	2,40	2,62	2,53	41	87
Глина	15	2,34	2,54	2,44	12	80

Объемный вес матрицы, г/см³

Доломит	I27	2,56	2,76	2,70	I05	83
---------	-----	------	------	------	-----	----

Общая пористость, %

Известняк	322	1,5	7,0	4,0	260	81
Доломит	332	3,0	13,0	6,5	277	83

Продолжение табл.9

Порода	Общее количество во всех определениях	Наиболее часто встречающиеся значения		Наиболее вероятное значение	Количество определений в интервале наиболее часто встречающихся значений	
		от	до		количество	% от числа всех анализов
Ангидрит	57	0,5	5,0	2,5	51	89
Каменная соль	20	0,5	5,0	2,0	17	85
Мергель	47	2,5	10,0	6,0	40	85
Глина	15	7,0	12,5	9,0	12	80
Открытая пористость, %						
Известняк	314	0,5	5,0	1,5	266	85
Доломит	393	1,0	7,5	3,5	327	83
Ангидрит	38	-	1,0	0,5	34	89
Открытая пористость с учетом крупных пустот, %						
Известняк	34	1,0	6,2	2,0	28	82
Доломит	257	4,5	20,0	11,5	210	82
Доля участия крупных пустот, %						
Известняк	33	-	3,0	0,5	27	82
Доломит	248	-	10,0	5,5	199	80
Открытая межзерновая пористость, %						
Известняк	33	0,5	3,5	2,0	28	85
Доломит	262	1,0	7,5	4,0	214	82
Карбонатность, %						
Известняк	312	80,0	100,0	90,0	250	80
Доломит	419	85,0	100,0	92,0	356	85
Ангидрит	38	-	15,0	5,0	32	84
Мергель	56	30,0	75,0	45,0	48	86
Удельное электрическое сопротивление, ом-м						
Известняк	185	-	125,0	50,0	148	80
Доломит	128	-	200,0	25,0	104	81

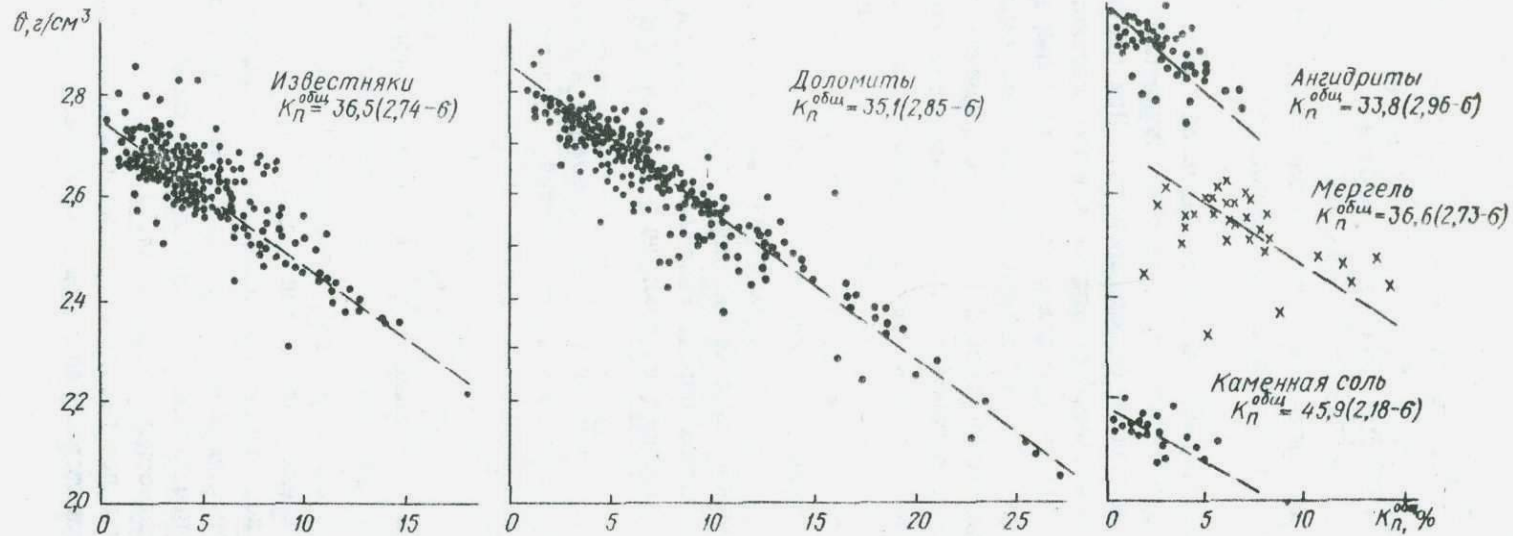


Рис. 12. Графики сопоставлены значения общей пористости с плотностью для пород межселевых отложений Осташковичского месторождения по данным анализов керна

доломиты характеризуются преимущественно повышенными значениями пористости, увеличение которой в них по сравнению с известняками происходит в основном за счет кавернозности.

Открытая пористость известняков в 85% случаев колеблется в пределах 0,5—5,0% при наиболее вероятном значении 1,5%, доломитов — от 1,0 до 7,5% при самом вероятном значении 3,5% (см. табл. 9). По данным анализа гистограммы открытой пористости с учетом крупных пустот, для доломитов наиболее вероятно значение II,5%.

Эти данные подчеркивают важность надежной литологической характеристики карбонатных пород девона Припятской впадины при определении их коллекторских свойств. При оценке пористости методами промышленной геофизики влияние литологического состава играет существенную роль, так как удельный вес доломитов более чем на $0,1 \text{ г/см}^3$ выше удельного веса известняков. Это увеличение минералогической плотности помимо влияния на показания нейтронного гамма-каротажа приводит также к необходимости введения поправок при интерпретации диаграмм акустического каротажа, поскольку кажущаяся скорость продольных волн в твердом минерале известняка (при нулевой пористости) составляет 6900 м/сек, а в минеральном скелете доломита — 7800 м/сек [23]. На показания электрического и акустического каротажа существенное влияние оказывают кавернозность и трещиноватость карбонатных пород. Различия в плотности и пористости пород обуславливают их различные акустические свойства.

Скорость распространения упругих колебаний в горных породах определяется в основном их литологией, величиной пористости и характером насыщающего флюида. В литологически однородных пластах скорость сравнительно постоянна, если пористость изменяется в небольших пределах. Средние обобщенные значения скорости продольных волн и интервального времени их распространения для пород, встречающихся в интервалах продуктивных карбонатных отложений девона Припятской впадины, по литературным данным приводятся в табл. 10.

Повышенными коллекторскими свойствами доломитов можно объяснить некоторое уменьшение их удельного электрического сопротивления, определенного по данным измерений на кернах по сравнению с известняками (см. табл. 9).

Отмечены случаи повышенной скорости проходки в интервалах карбонатных коллекторов по данным механического каротажа

Таблица 10

Скорость распространения продольных волн и акустической проводимости для горных пород в разрезе девонских продуктивных карбонатных отложений Припятской впадины (по литературным данным)

Название горной породы, флюида	:Скорость распространения : продольных волн. м/сек	:Акустическая проводимость (время пробега на 1 м), мксек/м
Известняк, доломит	3000—7500	330—130
Мергель	2000—3500	500—290
Глина	1800—2500	560—400
Ангидрит, гипс	4500—6500	220—150
Каменная соль	4350—5500	230—180
Минерализованная вода, оуровой раствор	1500—1800	670—550
Нефть	1300—1400	770—710
Газ (метан) при температуре 0°С и давлении 1 кг/см ²	442	2260

(скважина 7-Р Речицкого месторождения, семилукский горизонт), связанные, по-видимому, с наличием сильно кавернозных и трещиноватых пород /64/.

По данным изучения керна из подсолевых отложений (скважина 7-Р Речицкого месторождения) минимальными значениями гамма-активности характеризуются ангидрит и каменная соль, максимальными — аргиллит и мергель; для известняков и доломитов характерны в основном пониженные значения гамма-активности, повышающиеся с увеличением их глинистости /56/. Таким образом, имеются физические предпосылки для использования данных гамма-каротажа при литологическом расчленении разреза и особенно при выделении в карбонатных отложениях глинистых пород. В практике интерпретации данных геофизических исследований скважин Припятской впадины диаграммы гамма-каротажа занимают ведущее место при установлении литологической характеристики и корреляции разрезов скважин.

Дальнейшее усовершенствование этого метода в рассматриваемых геолого-технических условиях может быть осуществлено путем изучения энергетического спектра регистрируемого гамма-излучения. В последние годы в СССР и за рубежом показана

высокая эффективность применения гамма-спектроскопии естественного излучения в скважинах для корреляции разрезов, выяснения условий осадконакопления, выделения зон вторичной доломитизации в карбонатном разрезе /2, 32, 33/.

Накопление радиоактивных элементов в осадочных горных породах отражает геохимическую обстановку их седиментации /32/. Условия образования повышенных концентраций различных радиоактивных элементов существенно разнятся между собой. В связи с этим раздельное определение содержания указанных элементов с помощью многоканального скважинного спектрометра позволяет точнее устанавливать литологическую характеристику исследуемых разрезов скважин. В терригенном разрезе, например, повышенные концентрации радия и калия характерны в основном для пелитовой фракции, торий наиболее типичен для крупнозернистой части породы; в карбонатном разрезе метод гамма-спектрометрии позволяет в ряде случаев выделять доломиты, гипсы, ангидриты по пониженному отношению содержания тория к урано-радиевой компоненте.

При изучении возможностей скважинной гамма-спектрометрии для литологического расчленения разреза и выделения зон перерывов в осадконакоплении в условиях Припятской впадины целесообразно наряду с проведением скважинных исследований с помощью спектрометра провести также лабораторные исследования естественного гамма-излучения и его спектра на образцах горных пород, так как лабораторное изучение гамма-активности пород до настоящего времени выполнено в незначительном объеме.

Проведенное сопоставление данных о физических и коллекторских свойствах пород (см. рис. II, I2, табл. 9) свидетельствует о благоприятных перспективах применения гамма-гамма-каротажа (ГГК) для литологического расчленения разреза и оценки пористости пород. При ГГК минимальными значениями интенсивности рассеянного гамма-излучения характеризуются плотные породы — низкопористые ангидриты, известняки, доломиты, песчаники. Высокопористые разности пород отмечаются зонами максимумов интенсивности рассеянного гамма-излучения. Наличие близкой к функциональной связи между общей пористостью и плотностью (см. рис. I2) дает основания для использования диаграмм ГГК с целью количественной оценки общей пористости пород независимо от структуры их порового пространства.

Усложняющим фактором при применении этого метода является

его малая глубинность, что приводит к необходимости тщательного учета влияния изменения диаметра скважины, плотности и толщины глинистой корки, неровностей стенки скважины.

В Волго-Уральском филиале ВНИИ Геофизики проведены исследования по разработке модификации гамма-гамма-каротажа с изучением спектра рассеянного гамма-излучения, предназначенной непосредственно для литологического расчленения карбонатного разреза. В результате опытных исследований этим методом с регистрацией мягкой и жесткой компонент рассеянного гамма-излучения, проведенных в 1967 г. В.А.Кузнецким, А.Р.Алиевым и А.Э.Астаповым в Гомельской промыслово-геофизической экспедиции, сделаны обнадеживающие выводы о возможности разделения в карбонатном разрезе Припятской впадины доломитов и известняков. Метод нуждается в дальнейшем опробовании на скважинах и сопоставлении получаемых данных с результатами анализов керн.

Как было показано выше, при литологическом расчленении карбонатного разреза имеют место физические предпосылки для применения материалов акустического каротажа. Особенности расчленения разреза по диаграммам акустических методов по скорости и затуханию и первые опытные результаты его применения при изучении карбонатного разреза Припятской впадины изложены в работе А.П.Анпилогова /3/.

В последнее время находит все более широкое применение и характеризуется высокой эффективностью комплексная интерпретация диаграмм различных методов каротажа при изучении продуктивных отложений девона. В частности, предложена методика уточнения оценки пористости по данным комплексной интерпретации диаграмм электрического, радиоактивного и акустического каротажа /4/, широкое применение в Белоруссии нашла методика интерпретации нормализованных диаграмм бокового и нейтронного гамма-каротажа с целью оценки нефтеносности карбонатного разреза /37/.

Одним из существенных недостатков способа нормализованных диаграмм является то, что нефтеносные интервалы и участки, характеризующиеся наличием битумов и твердой окисленной нефти, отмечаются близкими показаниями. Для устранения этой неоднозначности следует провести в скважинах Припятской впадины опробование ядерно-магнитного каротажа, используемого с целью выделения коллекторов и определения количества свободной жидкости путем непосредственного измерения содержания

свободного водорода в горной породе. При этом следует иметь в виду, что метод ядерного магнитного резонанса недостаточно эффективен при наличии в порах очень вязкой нефти (с вязкостью более 600 спз), при очень низкой пористости пород и в случаях, когда свободная жидкость связана с глинистыми частицами /73/.

Большие перспективы при разделении доломитов и известняков открывает совместная интерпретация диаграмм акустического и нейтронного гамма-каротажа. Известно, что доломиты при прочих равных условиях характеризуются более высокими значениями скорости распространения продольных волн по сравнению с известняками. Рядом исследователей (Н.З.Залаяев, В.В.Масюков, В.А.Кузнецкий), исходя из уравнения "среднего времени" М.Р.Вилли и значений интервального времени пробега продольных волн для карбонатного разреза девона на площадях Припятской впадины (в минеральном скелете известняков — 158, доломитов — 138, в пластовой воде — 558 мксек/м), предложено перестраивать кривую времени акустического каротажа (АК) по способу нормализации /37/. При перестроении диаграммы АК в логарифмический масштаб из нормализуемой кривой вычитается либо время пробега волн в скелете доломитов, либо время пробега волн в скелете известняков — в зависимости от преобладания в исследуемом разрезе доломитов или известняков. Логарифмическая кривая интервального времени АК совмещается с диаграммой НК, и по расхождениям между этими кривыми представляется возможным разделить карбонатные породы на известняки и доломиты.

Этот способ был опробован во многих скважинах промысловых и нефтеразведочных площадей Припятской впадины. Особенно широко использовались нормализованные диаграммы АК и НК при изучении карбонатного разреза Вишанской и Давыдовской площадей. В нескольких скважинах с повышенным выносом керна было проведено сопоставление литологической характеристики карбонатных пород (известняков, доломитов, мергелей), установленной по данным каротажа, с результатами изучения керна. В ряде случаев получена удовлетворительная сходимость данных по керну и по каротажу.

Исходя из физических предпосылок, можно расценивать как перспективный при литологическом расчленении карбонатного разреза метод комплексной обработки и интерпретации диаграмм АК, НК и НК, особенно для целей разделения доломитов и из-

известняков. При этом диаграмма НГК может быть использована для общего расчленения карбонатного разреза по пористости, сравнительно мало зависящего от литологической характеристики разреза; в диаграмме ГГК найдет отражение различная плотность известняков и доломитов при их одинаковой пористости; по диаграмме интервального времени АК может быть выявлена разница в акустической проводимости для известняков и доломитов при равенстве и одинаковом характере их пористости, а по диаграмме изменения амплитуд регистрируемых волн представляется возможным судить о наличии в разрезе участков повышенной трещиноватости и кавернозности пород /44/. Для исключения различных побочных влияний (каверны в стволе скважины, неровности стенки, повышенная глинистость карбонатных пород, газонасыщенность раствора и пород, плотность раствора и т.п.) необходимо при комплексной интерпретации диаграмм АК, ГГК, НГК для расчленения разреза учитывать также данные остальных геофизических методов (гамма-каротажа, кавернометрии и др.) и имеющиеся геолого-промысловые сведения (данные изучения керна, образцов, отобранных грунтоносом, исследование шлама, сведения о литологической характеристике разреза в ближайших скважинах и т.д.).

Для надежной корреляции разрезов скважин необходимы достаточно контрастные методы. При корреляции разрезов скважин Припятской впадины в настоящее время используются диаграммы гамма-каротажа, нейтронного гамма-каротажа, стандартных зондов электрометрии и кавернограммы, зарегистрированные в масштабе глубин 1:500. По этим данным сравнительно хорошо прослеживаются по площади подошвы верхней и нижней соленосных толщ, кровля, во многих случаях коррелируются глинисто-мергелисто-карбонатные пачки в кровле и подошве межсолевых отложений, а также карбонатные отложения семилукского и саргаевского горизонтов подсолевого карбонатного комплекса, четко прослеживается по площади граница между саргаевскими и пашийско-кыновскими отложениями, удовлетворительно коррелируются отдельные пачки в пределах подсолевого терригенного комплекса на большей части территории Припятской впадины.

В то же время корреляция многих пластов и пачек, сложенных известняками и доломитами, в основной части межсолевых отложений и частично в подсолевом карбонатном комплексе только по данным упомянутых методов исследований во многих случаях имеет неоднозначный характер в связи с отсутствием в

разрезе реперов и коррелятивов, которые можно было бы достаточно надежно идентифицировать во всех скважинах по сходству конфигурации кривых стандартного радиоактивного (РК) и электрического каротажа (КС).

С целью выбора методов для более детальной и однозначной корреляции разрезов скважин были проведены работы по сопоставлению диаграмм различных методов каротажа в скважинах, пробуренных двумя стволами. Обычно расстояние между стволами невелико (измеряется десятками метров), литологическая изменчивость разреза проявляется слабо, что позволяет оценить разрешающую способность методов при расчленении разреза и выбрать диаграммы, по которым наиболее четко прослеживается максимальное количество пластов и прослоев по различным стволам.

Просмотр материалов по скважинам I-Р Давыдовской, I-Р Шатилковской, 5-Р Октябрьской и 4-Р, 6-Р Осташковичской площадей показывает, что в некоторых случаях большая детализация при корреляции может быть достигнута при использовании диаграмм РК и КС, зарегистрированных в масштабе глубин 1:200.

Особенно высокая детальность корреляции достигается с помощью кривых бокового каротажа (БК) в масштабе 1:200. Например, по скважине 4-Р Осташковичской площади, где коррелируемые участки стволов расположены на расстоянии 40 м, по диаграммам БК удается проследить в несколько раз больше пластов, чем по кривым 4 м градиент-зонда, причем могут быть прослежены прослой мощностью до 0,5—1,0 м (рис.13). Поэтому следует ожидать, что диаграммы БК при корреляции могут быть более эффективными, чем диаграммы стандартных зондов.

В опытно-порядке инженером З.Я.Чугуновой (БелНИГРИ) были построены профили по Осташковичскому нефтяному месторождению для межсолевых отложений, на которых при корреляции использовались диаграммы РК и кверномера в масштабе глубин 1:200, а также диаграммы БК в логарифмическом масштабе (так называемые нормализованные диаграммы). По отдельным скважинам, в которых отсутствовали замеры БК, использованы диаграммы стандартного потенциал-зонда (скважины I-Р, 4-Р, I5-Р, 24-Р, 25-Р). Опыт применения нормализованных диаграмм показал, что они во многих случаях дают наглядную характеристику нефтенасыщенности разреза.

Один из профилей расположен вкрест простирания структуры (скважины 7-Р, 2-Р, I-Р), два — по простиранию структуры (скважины I5-Р, 4-Р, II-Р, 8-Р, 2-Р, 5-Р, и скважины I7-Р,

16-Р, 11-Р, 24-Р, 25-Р). Анализ комплекса диаграмм по указанным профилям показывает, что они с успехом могут быть использованы как для целей корреляции разрезов скважин, так и для изучения нефтяной залежи. На профилях отчетливо прослеживаются глинисто-мергелисто-карбонатные реперные пачки в кровле и подошве межсолевых отложений — по аномалиям на кривых ГК и пониженным показаниям кривых БК (КС) и НГК.

Использование нормализованных диаграмм и диаграмм ГК в масштабе глубин 1:200 подтверждает в общем корреляцию, выполненную по стандартной методике.

Очень четко дополнительно выделяется и прослеживается по площади пачка в нижней части межсолевой толщи, представленная уплотненными заглинизированными карбонатными породами, характеризующимися несколько повышенными значениями естественной гамма-активности, высокими значениями вторичного гамма-излучения и высоким удельным электрическим сопротивлением. Выдержанность аномалий рассматриваемых кривых по всем скважинам на профилях свидетельствует о том, что эта пачка может служить в качестве репера при корреляции разрезов скважин.

По расхождениям нормализованных диаграмм БК (КС) и НГК на профилях представляется возможным выделить нефтенасыщенную часть разреза, проследить поверхность водо-нефтяного контакта и ориентировочно оценить эффективную нефтенасыщенную мощность нефтяной залежи. Выделенные по данным промысловой геофизики нефтенасыщенные участки разреза подтверждаются результатами испытания скважин на приток. В водонасыщенной части разреза кривые БК и КС в большинстве случаев хорошо совмещаются с кривой НГК, подтверждая наличие линейной зависимости между логарифмом электрического сопротивления и величиной интенсивности вызванного гамма-излучения.

Из помещенных в этом разделе материалов можно заключить следующее.

Обобщение и анализ данных о физических и коллекторских свойствах горных пород продуктивных отложений девона Припятской впадины (на примере Осташковичского нефтяного месторождения) свидетельствуют о наличии физических предпосылок для успешного применения акустического каротажа и гамма-гамма-каротажа. Эти методы в комплексе с нейтронным гамма-каротажем должны способствовать повышению детальности и точности расчленения разрезов скважин (в частности, разделения доломи-

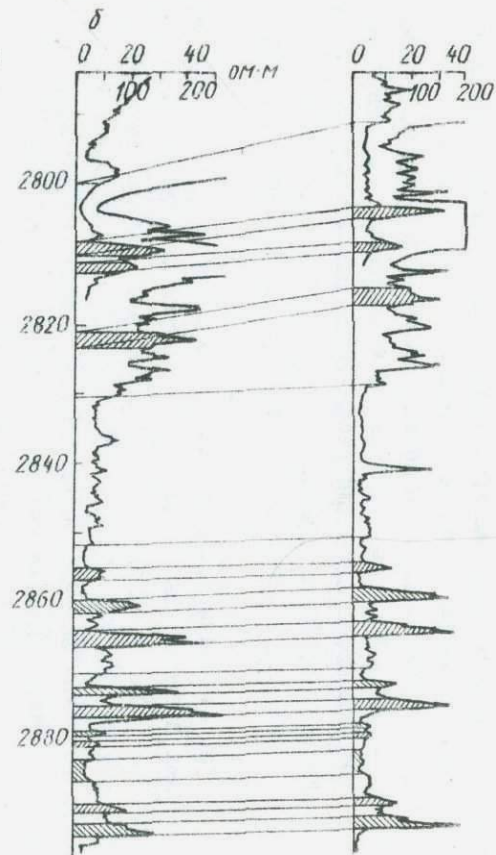
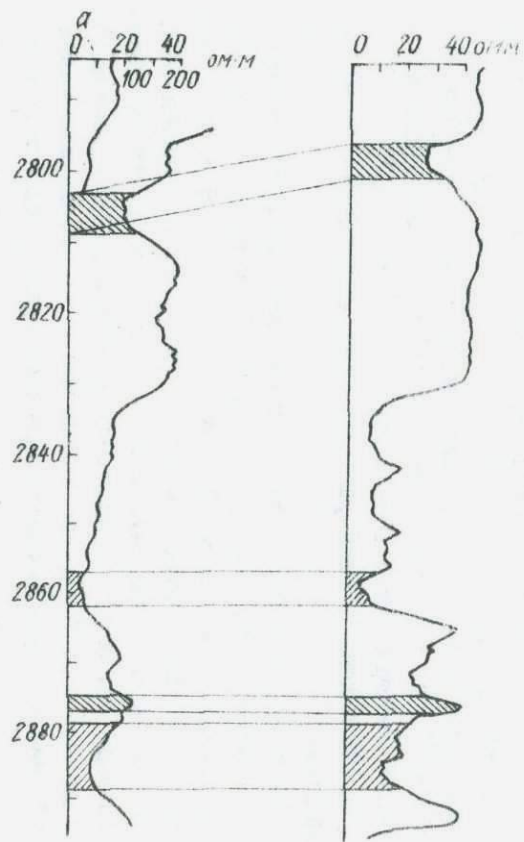


Рис. 13. Сопоставление корреляции разрезов двух стволов скважины 4-Р Осташковичской площади по диаграммам зонда А4МО, БМ и бокового каротажа: а - корреляция по диаграммам зонда А4МО, БМ; б - корреляция по диаграммам бокового каротажа

тов и известняков).

Судя по литературным данным и исходя из требований геологической документации разрезов скважин Припятской впадины, целесообразно провести в интервале продуктивных отложений девона опробование метода гамма-спектрометрии скважин и ядерно-магнитного каротажа.

Как следует из теоретических основ и частично из имеющегося опыта, наиболее эффективной при литологическом расчленении разреза карбонатных отложений девона может явиться комплексная интерпретация диаграмм акустического каротажа по скорости и затуханию, гамма-гамма-каротажа, нейтронного гамма-каротажа и гамма-спектрометрии скважин с учетом всех имеющихся промыслово-геофизических и геологических данных.

Для повышения детальности корреляции разрезов продуктивных отложений девона по данным промысловой геофизики можно рекомендовать использование диаграмм радиоактивного каротажа, электрокаротажа и кавернометрии, зарегистрированных в масштабе глубин 1:200. При этом особенно высокая степень детализации достигается путем применения диаграмм бокового каротажа. Для изучения геологического строения нефтяных месторождений Припятской впадины практический интерес представляет также корреляция разрезов скважин с помощью нормализованных диаграмм.

ЛИТЕРАТУРА

1. А й з б е р г Р.Е., Г а р е ц к и й Р.Г., С и н и ч к а А.М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры. В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука", 1971.

2. А л е к с е е в Ф.А., Д е й п у н с к а я Д.И., Т и х о м и р о в а Н.Л. Радиометрический метод определения концентраций естественных радиоактивных элементов в условиях обсаженных нефтяных скважин при решении некоторых вопросов нефтепромысловой геологии. В кн.: Тезисы докладов Всесоюзной научно-технической конференции "XX лет производства и применения изотопов и источников ядерных излучений в народном хозяйстве СССР", секция "Ядерная геофизика". М., Атомиздат, 1968.

3. А н п и л о г о в А.П. Расчленение разреза и оценка упругих характеристик пород по диаграммам акустического каротажа. В кн.: Геофизические методы поисков и разведки нефти и газа в Припятской впадине. Минск, "Наука и техника", 1970.

4. А н п и л о г о в А.П. Совместная интерпретация данных акустического, радиоактивного и электрического каротажа в карбонатном разрезе Припятской впадины. В кн.: Геофизические методы поисков и разведки нефти и газа в Припятской впадине. Минск, "Наука и техника", 1970.

5. А н п и л о г о в А.П., Н а з а р о в а Н.В. Физические основы и пути усовершенствования литологического расчленения межсолевых отложений Припятской впадины по данным промысловой геофизики. В кн.: Материалы третьей научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1969.

6. А ф а н а с ь е в Г.Д., Р у б и н ш т е й н М.М. Объяснительная записка к геохронологической шкале в абсолютном летосчислении 1964 г. В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., "Наука", 1964.

7. Б а б к и н В.А., Д о м и н и к о в с к и й Г.Г., И л ь к е в и ч Г.И., П а с я к е в и ч В.И., С в е р ж и н с к и й А.И. Габбро-нориты и ильменито-магнетито-

вые руды Новоселковской интрузии. ДАН БССР, 1967, т. II, №10.

8. Б и л и б и н Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.

9. Б о г о м о л о в Г.В. Геологические структуры западной части Русской платформы. "Советская геология", 1947, №23.

10. Б о г о м о л о в Г.В., Ц и б у л я Л.А., А т р о - щ е н к о П.П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск, "Наука и техника", 1972.

11. Б о и д а р е н к о Б.В. Тектоническое расчленение складчатых комплексов глубокого докембрия центральных районов Русской плиты. "Советская геология", 1968, №9.

12. Б о р д о н В.Е. К вопросу о корреляции палеозойских отложений по содержанию в них некоторых элементов. В кн.: Материалы четвертой конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника", 1966.

13. Б о р д о н В.Е. К геохимии микроэлементов группы железа в живецких и франских отложениях Белоруссии. В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника", 1970.

14. Б о р д о н В.Е. Геохимия микроэлементов группы железа в живецких и франских отложениях Белоруссии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Минск, 1970.

15. Б о р д о н В.Е., М а т р у н ч и к Л.И. Геохимические особенности пестроцветной пермо-триасовой формации. В кн.: Применение ландшафтно-геохимических методов исследований в Прибалтике и Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1972.

16. Б о р д о н В.Е., М а х а я ч А.С. Использование геохимических данных для расчленения верхнедокембрийских и палеозойских отложений (на примере разреза г.Могилева). В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника", 1968.

17. Б о р д о н В.Е., С е б е с е в и ч В.А. О перспективности эффузивно-туфогенных отложений юго-запада Белоруссии на медь. В кн.: Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, "Периодика", 1968.

18. Б о р д о н И.П. О докембрийском вулканизме в кристаллическом фундаменте юга Белоруссии. В кн.: Материалы второй научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1968.

19. Бордон И.П. О происхождении житковичского графита. ДАН БССР, 1968, т.12, №10.

20. Бордон И.П. Редкометалльная минерализация в одной из метасоматических зон кристаллического фундамента юга БССР. В кн.: Твердые полезные ископаемые БССР. Минск, "Наука и техника", 1970.

21. Былино Л.В. и др. Перспективы поисков рудных ископаемых в Белоруссии и Прибалтике. "Советская геология", 1970, №6.

22. Вербицкий В.Н. Корреляция стратотипа криво-рождской серии и гнейсовых толщ по химическому составу и малым элементам. "Геохимия", 1968, №3.

23. Вилли М.Р. Применение данных нейтронного гамма-каротажа при интерпретации диаграмм электрометрии скважин. В кн.: Вопросы промышленной геофизики. М., Гостоптехиздат, 1957.

24. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", 1962, №7.

25. Вольфсон Ф.И., Архангельская В.В. Об условиях образования месторождений медистых песчаников. "Литология и полезные ископаемые", 1972, №3.

26. Вышемирская О.И., Коробов Д.С. Микроэлементы в породах живецкого и франского ярусов Саратовского Поволжья и их роль в выявлении геохимических условий осадкообразования. Геохимический сборник Саратовского ун-та, 1965, №2.

27. Геология СССР, т.3 (Белорусская ССР). М., "Недра", 1971.

28. Герлинг Э.К., Пап А.М., Морозова И.М., Борковская В.М. Новые данные по абсолютной геохронологии докембрия Белоруссии. В кн.: Вопросы датировки древнейших геологических образований и основных пород. М., "Наука", 1967.

29. Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М., Госгеолтехиздат, 1957.

30. Голубцов В.К., Познякевич З.Л. К стратиграфии девонских подсолевых отложений Припятского прогиба. В кн.: Геология и гидрогеология Припятского прогиба. Минск, Изд-во АН БССР, 1963.

31. Горелик З.А., Айзберг Р.Е., Синичка А.М., Анцупов П.В., Макаревич В.Н. Со-

временная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Минск, "Наука и техника", 1968.

32. Да х н о в В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., "Недра", 1972.

33. Д е б р а н д Р. Теория и интерпретация результатов геофизических методов исследования скважин. М., "Недра", 1972.

34. Д о м а р е в В.С. Типы месторождений медистых песчаников. "Литология и полезные ископаемые", 1971, №1.

35. Д о м и н и к о в с к а я Д.А., К о ш е в е н - к о М.К. О минеральном составе и генезисе новоселковских ильменит-магнетитовых руд. ДАН БССР, 1972, т.16, №9.

36. Д о м и н и к о в с к и й Г.Г., М е д у ш е в - с к а я И.А. Новые данные о геологии и тектонике докембрия Белоруссии. ДАН СССР, серия геол., 1971, т.196, №1.

37. З а л я е в Н.З., М а с л о в В.В. Оценка нефтеносности карбонатных отложений Припятской впадины по промышленно-геофизическим данным. В кн.: Геофизические методы поисков и разведки нефти и газа в Припятской впадине. Минск, "Наука и техника", 1970.

38. З а р ж и ц к и й Г.Ф., Б о р д о н В.Е. Перспективы пестроцветных пермо-триасовых отложений юга Припятской впадины на медь. В кн.: Твердые полезные ископаемые Белоруссии. Минск, "Наука и техника", 1970.

39. З у б о в и ч Г.И., Б о р д о н В.Е. Анализ фоновых содержаний элементов в отложениях Белоруссии. Вестник Белорусского госуниверситета, серия II, №3. Минск, 1969.

40. З у л ь ф у г а р ы Д.И. Распространение микроэлементов в каустобиолитах, организмах, осадочных породах и пластовых водах. Баку, Изд-во Азербайджанского ун-та, 1960.

41. К а т ч е н к о в С.М. Корреляция нижнепермских отложений по химическим элементам, определяемым методом спектрального анализа. ДАН СССР, 1952, т.32, №6.

42. К а т ч е н к о в С.М. Распределение элементов в глинах палеозоя Волго-Уральской области. ДАН СССР, 1956, т.107, №1.

43. К а т ч е н к о в С.М. Корреляция осадочных толщ по химическим элементам с помощью спектрального анализа. В кн.: Методы изучения осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 1957.

44. К о з я р В.Ф., А н п и л о г о в А.П. Изучение коллекторских свойств рифовых известняков методами акусти-

ческого каротажа. В кн.: Современные геофизические исследования на нефть и газ. М., ВНИИОЭНГ, 1967.

45. К о н с т а н т и н о в и ч Э. Генезис пермских месторождений меди в Польше. "Советская геология", 1972, №8.

46. К о р ж и н с к и й Д.С. Проблема силитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. Известия АН СССР, серия геол., 1962, №9.

47. К р а с о в с к и й В.Ф. Кольцевые структуры магматических комплексов докембрия Белоруссии. ДАН БССР, 1973, т.17, №2.

48. К с е н ш к е в и ч М., С а м с о н о в и ч Я., Р ю м Э. Очерк геологии Польши. М., "Недра", 1968.

49. К у б а ц к а я Ф.А. К геохимической корреляции пород серебрянской и силвицкой серий западного склона Среднего Урала. Ученые записки Пермского ун-та, 1966, №140.

50. Л е м м л е й н Г.Г., К н я з е в В.С. Опыт изучения обломочного кварца. Известия АН СССР, серия геол., 1951, №4.

51. Л я н н и к Л.С. Брахиоподы верхнего девона Припятской впадины и их стратиграфическое значение. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Минск, 1969.

52. Л у к а ш е в К.И., К р а с о в с к и й В.Ф. Геологическое строение и эволюция магматизма в центральной части Белорусского кристаллического массива. ДАН БССР, 1970, т.14, №3.

53. Л у к а ш е в К.И., Л а п у т ь В.А., С е м я ч к о Р.Я., Б у я л о в Н.И. Нефть Белоруссии (потенциальные нефтегазоносные районы). Минск, "Наука и техника", 1969.

54. Л у р ь е А.М., Г а б л и н а И.Ф. Об источнике меди при формировании месторождений манюфельдского типа в Западном Приуралье. "Геохимия", 1972, №1.

55. М а г а х ь я н Г.И. Типы рудных провинций и рудных формаций. М., "Недра", 1969.

56. М а л и н и н В.Ф., Р у ч к и н А.В. Использование данных гамма-каротажа для литологического расчленения отложений девона в восточной части Припятской впадины. В кн.: Методика и геологические результаты геофизических исследований Припятской впадины. Минск, "Наука и техника", 1967.

57. М а л ь г а Д.П. К вопросу о корреляции пермских

пестроцветов по содержанию в них кобальта, никеля, меди и других элементов группы железа. ДАН СССР, 1947, т.58, №3.

58. Махляк Е.М. Докеморий южной части Белорусской ССР. ДАН СССР, 1952, т.34, №3.

59. Махнач А.С., Айзберг Р.Е., Урьев И.И. О предливенской палеоструктуре Припятской впадины. ДАН БССР, 1967, т.11, №9.

60. Махнач А.С., Корзун В.П., Курочка В.П., Лапуть В.А., Урьев И.И., Шевченко Т.А. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, "Наука и техника", 1966.

61. Махнач А.С., Корзун В.П., Курочка В.П., Седун Э.В., Урьев И.И., Шевченко Т.А. Расчленение и литологическая характеристика девонских отложений Речицкой впадины. В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазосности Припятской впадины и смежных районов. М., "Недра", 1968.

62. Махнач А.С., Стефаненко А.Я., Цапченко М.М., Козлов М.Ф. Краткий очерк геологии Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1957.

63. Махнач А.С., Урьев И.И., Корзун В.П. Новые данные о строении подсолевого карбонатного комплекса Припятской впадины. ДАН БССР, 1973, т.17, №1.

64. Махнач А.С., Урьев И.И., Обморышев К.М., Анпилогов А.П. Литология и нефтеносность семилукских отложений Припятского прогиба. Минск, "Наука и техника", 1971.

65. Мильнер Г.Б. Петрография осадочных пород, т.2. М., "Недра", 1968.

66. Муратов М.В. Строение и развитие эвгессинклинальных прогибов и их магматизм. Известия АН СССР, серия геол., 1971, №5.

67. Наркелюк Л.Ф. Меденосные осадочные формации южной части Сибирской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск, 1972.

68. Островский В.Е. О генезисе ильменит-магнетитовых руд Белорусского кристаллического массива. ДАН БССР, 1972, т.16, №3.

69. Пап А.М. Новые данные по стратиграфии кристалли-

ческого фундамента Белоруссии. ДАН БССР, 1962, т.6, №1.

70. Пап А.М. Очерк стратиграфии докембрия Белоруссии. ДАН СССР, 1971, т.201, №4.

71. Пап А.М. Формационное деление докембрия Белоруссии. ДАН СССР, 1972, т.206, №3.

72. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., Географгиз, 1961.

73. Пирсон С.Дж. Справочник по интерпретации данных каротажа. М., "Недра", 1966.

74. Рняг С.И. Структура и возраст докембрийского основания территории Белоруссии в свете магнитометрических данных. Известия АН БССР, серия хим. и биол., 1953, №5.

75. Савченко Н.А. Распределение галлия и некоторых других химических элементов в отложениях нижнего карбона Припятской впадины. ДАН БССР, 1965, т.9, №9.

76. Садрькин Ф.Я., Бурков Б.К. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в осадочных толщах Донбасса и Тенизской впадины и их использование для решения ряда геологических вопросов. В кн.: Материалы к IX Советанию работников лабораторий геологических организаций, вып.7. Л., 1965.

77. Сафарова О.Б. К вопросу распределения малых элементов в саянских отложениях Северного Кобьстана. Известия АН Азерб.ССР, серия наук о Земле, 1967, №2.

78. Себесевич В.А., Бордон В.Е. К вопросу о геохимии меди в осадочных отложениях БССР. В кн.: Материалы второй научной конференции молодых геологов Белоруссии", Минск, 1968.

79. Себесевич В.А., Бордон В.Е. О расчетных фоновых и аномальных содержаниях меди в осадочных отложениях БССР. В кн.: Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, "Периодика", 1968.

80. Семенов А.И. Структурно-металлогенические зоны. М., Госгеолтехиздат, 1957.

81. Сидоренко А.В. Геология — наука будущего. М., "Знание", 1964.

82. Сидоренко А.В. Очередные проблемы литологического изучения докембрия. В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., "Наука", 1970.

83. Смирнов В.И. Очерки металлогении. М., Изд-во МГУ, 1963.

84. Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. "Геология рудных месторождений", 1970, №6.

85. Сплошнова Н.С. Минералого-геохимические особенности акцессорного циркона изверженных и метаморфических пород Ильменских гор. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Свердловск, 1971.

86. Стасевич А.И., Махнач А.С., Домниковский Г.Г. Околовская серия в докембрии БССР. ДАН БССР, 1971, т.15, №11.

87. Страхов Н.М. Методы изучения осадочных пород, т.2. М., Гостеолтехиздат, 1957.

88. Страхов Н.М. Распределение химических элементов в осадочных породах и принципы его истолкования. В кн.: Методы изучения осадочных пород. М., Гостоптехиздат, 1957.

89. Сувейздис П.И. Стратиграфия пермских отложений Польско-Литовской синеклизы по новым палеонтологическим данным. Научные сообщения, т.14, вып.1, геология и география. Вильнюс, 1962.

90. Султанов А.Д. Расчленение и корреляция отложений с помощью физико-химических показателей. Ученые записки Азербайджанского ун-та, 1956, №12.

91. Урьев И.И. Литология подсолевой карбонатной толщи франского яруса верхнего девона Припятского прогиба. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Минск, 1965.

92. Урьев И.И. Строение и важнейшие литологические особенности подсолевого карбонатного комплекса в Припятской впадине. В кн.: Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности территории БССР. М., "Недра", 1966.

93. Урьев И.И. Терригенный материал в отложениях подсолевого карбонатного комплекса Припятской впадины и особенности его гранулометрического и минералогического состава. В кн.: Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики. Минск, "Наука и техника", 1968.

94. Урьев И.И., Махнач А.С. Основные типы пород семилукских нефтеносных отложений и их распространение на территории Припятской впадины. ДАН БССР, 1970, т.14, №10.

95. Феоктистов В.П., Крамаренко Л.Б. О природе серой окраски пород Джекказганского месторождения.

"Литология и полезные ископаемые", 1971, №3.

96. Ф и л а т о в С.С. Применение спектрального анализа для расчленения и корреляции нижнепалеозойских отложений южного склона Анабарского массива. Труды ВНИГРИ, вып.186, геол. сборник, №6. Л., Гостоптехиздат, 1961.

97. Ф и л и п п о в а М.Ф., А р о н о в а С.М. и др. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1958.

98. Ф о т и а д и Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат, 1958.

99. Х е р а с к о в Н.П. Тектоника и формации. М., "Наука", 1967.

100. Х о л о д о в В.Н., Г о л о в и н Е.А., К а л е т а Г.А. К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях. "Литология и полезные ископаемые", 1971, №4.

101. К о с т ь к о Ж.П., Б о н д а р е н к о Б.В. Основные структурные элементы Белорусской ССР по геофизическим данным. ДАН СССР, 1956, т.106, №4.

102. Ч е р н я х о в с к и й А.Б., П а с я к е в и ч В.И., И л ь к е в и ч Г.И. Новые данные о бериллиенности диабазов кристаллического фундамента Русской платформы. ДАН БССР, 1971, т.15, №1.

103. Ю ф а Б.Я., Г у р в и ч Ю.М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля. "Геохимия", 1964, №3.

104. Я н о ч к и н а З.А. Малые элементы-индикаторы условий седиментации. "Литология и полезные ископаемые", 1964, №2.

Литолого-геохимические и металлогенические исследования
глубинных зон Белоруссии

Издательство "Наука и техника"

Минск, Ленинский проспект, 68

Редактор Л.Бельзаккая

Печатается по постановлению РИСО АН БССР

АТ 15257. Подписано к печати 20.XII.1973 г. Бумага тип. №1. Формат 70x108/16.
Печ. л. 11,0. Уч.-изд. л. 9,6. Изд. заказ 269. Тип. заказ 120. Тираж 350 экз.
Цена 96 коп.

Ротапринт Института геохимии и геофизики АН БССР. Минск, Ленинский пр., 68

1642