

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР

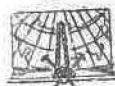
МОСКОВСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ НЕФТЕХИМИЧЕСКОЙ И ГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ  
имени И. М. ГУБКИНА

---

Труды

Выпуск 76

ГЕОЛОГИЯ  
И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ  
ПАЛЕОЗОЯ  
ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ  
И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Москва—1968

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Доц. В. Н. Виноградов (отв. редактор), проф. Г. К. Шрейдер,  
доц. В. В. Симонов, проф. И. М. Муравьев, проф. М. М. Чарыгин,  
проф. Ф. Ф. Дунаев, проф. И. А. Чарный, проф. Н. И. Черножуков,  
проф. Е. М. Кузмак, проф. В. Н. Дахнов, проф. Г. М. Панченков,  
проф. Н. С. Наметкин, проф. П. М. Белаш, проф. Д. И. Дьяконов,  
доц. Б. И. Бондаренко, доц. К. А. Крылов, доц. Э. А. Бакиров,  
доц. Н. А. Алмазов, доц. В. И. Егорев, В. М. Гуревич.

#### ПРЕДИСЛОВИЕ

Оренбургская область является таким районом, где еще многие вопросы не решены однозначно и в первую очередь, вопросы тектоники и расчленения карбонатной толщи.

Изучением геологического строения Оренбургской области занимаются многие производственные и научно-исследовательские организации: Оренбургское геологическое управление, объединение «Оренбургнефть», Всесоюзный нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт (ВНИГРИ), филиал ВНИГРИ в г. Оренбурге, Всесоюзный научно-исследовательский институт геофизических методов разведки (ВНИИГеофизика), Всесоюзный научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт (ВНИГНИ), Всесоюзный научно-исследовательский институт природных газов (ВНИИГаз) и Московский институт нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина (МИНХ и ГП).

В результате проведенных исследований открыты промышленные месторождения в пределах Самаркинской дислокации, приуроченные к карбонатной и терригенной толщам пород карбона и девона.

Изучение тектоники и коллекторских свойств пород проводилось большим коллективом геологов, петрографов, геофизиков и геохимиков вышеназванных организаций.

И. А. ШПИЛЬМАН

### ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Основные направления геологоразведочных работ на нефть и газ в Оренбургской области на 1966—1970 гг. зависят от степени изученности ее территории за истекшие годы и от полученных практических результатов.

До 1960 г. промышленная нефтегазоносность была установлена только в западной части Большекинельского вала. На остальной территории были пробурены отдельные глубокие скважины, не вскрывшие существенных нефтегазоносных пластов.

За семилетие выполнен значительный объем геолого-геофизических работ. Пройдено глубоких скважин 1020,8 тыс. м, структурных 1193,6 тыс. м. Исследования проводились почти во всех районах платформенной части области и Предуральяского краевого прогиба, более детально изучены центральные и юго-западные территории. В результате открыто 25 новых месторождений нефти и газа, заключающих 66 залежей. Подготовлено к глубокому бурению 72 структуры, из них геофизическими методами 38.

Передано для промышленной эксплуатации крупное Покровское нефтегазовое месторождение, Пономаревское нефтяное, Могутовское нефтегазовое и Совхозное газоконденсатное месторождения. Готовятся к разработке Пронькинское, Бобровское, Никольское, Воронцовское и Родинское месторождения.

В результате проведенных работ удалось уточнить многие вопросы тектоники, литологии, палеогеографии и нефтегазоносности области.

Подтвердилось представление об относительно простом тектоническом строении этой территории. Тектоническим фоном, на котором происходит формирование структур более мелкого порядка, представляющих интерес в отношении нефтегазоносности, является моноклиналь — региональный тектонический наклон территории от Татарского свода к Прикаспийской впадине. Этот наклон усиливается с глубиной и сопровождается неравномерным, как во вре-

мени, так и в пространстве, изменением мощности отдельных комплексов. По фундаменту это погружение прослеживается на 2550 м, среднее падение 10,7 м на 1 км, по турнейскому ярусу (между теми же пунктами) падение 8,2 м на 1 км, по артинскому ярусу 5,1 м на 1 км. Интенсивность погружения нарастает с севера на юг, причем происходит это не равномерно, а ступенями. По геофизическим данным наиболее крутой флексурный перегиб фундамента простирается в широтном направлении через селения Соболево и Новобелогорку; по этому перегибу условно проводится граница северного борта Прикаспийской впадины.

Оренбургская моноклиналь образовалась вследствие прогибания огромного Прикаспийского блока и является частью этого тектонического элемента.

Вторым важнейшим региональным тектоническим элементом платформенной части области является Предуральский прогиб, западный борт которого очень четко выражен на структурной карте подсолевых артинских отложений в виде флексурного перегиба с амплитудой 1300 м и падением с запада на восток (почти 100 м на 1 км).

Имеющиеся данные не позволяют выделить крупных сводовых поднятий, которые влияли бы на условия нефтегазонакопления. В частности, так называемый Оренбургский свод не находит отражения даже на карте додевонского рельефа, не говоря уже о структурных построениях по более высоким стратиграфическим горизонтам. На некоторых картах отдельные вершины Оренбургского свода представляются погруженными, опущенными вдоль флексурного перегиба. Причем флексурный перегиб не имеет строгой приуроченности к определенным комплексам пород. На западе этот перегиб совпадает с южной границей развития бавлинских отложений, а на востоке проходит по сплошному полю развития бавлинских осадков.

Вся территория от Татарии до Прикаспия в дорифейское время представляла, очевидно, единый блок, подвергавшийся интенсивной эрозии; он был изрезан своеобразными тектоническими формами — узкими желобами, недоразвившимися геосинклиналями, заполнившимися впоследствии полностью бавлинскими осадками. Региональное погружение всей территории от Татарского свода к Прикаспийской впадине окончательно сформировало нынешнее гипсометрическое положение протерозойского рельефа и создало видимость самостоятельного Оренбургского свода. Такого блока, как Оренбургский свод, не было.

Отсутствие четко выраженных положительных площадных региональных структур определило своеобразие рассматриваемой территории и потребовало пересмотра методики разведочных работ. В первую очередь были определены ведущие тектонические элементы, которые могли бы явиться в этих условиях объектами разведки. Наряду с положительными линейными тектоническими элементами — валами, в условиях региональной моноклинали весьма

интересными оказались и древние, часто погребенные прогибы, погруженные борта которых превратились в естественные региональные нефтегазовые ловушки, а также ступени и флексурные перегибы, сопровождаемые локальными структурами.

Комплексом различных методов в пределах моноклинали определен ряд структурно-тектонических элементов — объектов для проведения геологоразведочных работ, таких как западное продолжение Туймазинско-Бавлинского вала и Большекинельский вал. Кирюшкинский желоб и примыкающий к нему с юга Малокинельский погребенный вал; Камско-Кинельская впадина и примыкающий к ней с юга частично погребенный Покровско-Бобровский вал; Самаркинская дислокация; Шарлыкский вал; Салмышская система поднятий; Восточно-Оренбургское погребенное поднятие и его южное окончание Соль-Илецкий выступ; Камелик-Чаганская флексура; Уральский прогиб.

В Предуральском прогибе по подсолевым отложениям очень четко определен западный борт, представляющий флексурный перегиб с амплитудой 1300 м. По нашим представлениям к западу от этой флексуры располагается Прибортовой вал. Восточную границу прогиба мы проводим по западному борту хр. Урал-Тау, полагая, что передовые хребты являются восточной составной частью прогиба и развивались они на едином с прогибом рифейском платформенном доколе, не вовлекавшемся в геосинклинальное погружение.

Первоочередными объектами разведки были Бобровско-Покровский вал, Камско-Кинельская впадина и проходящая здесь Самаркинская дислокация, восточная часть Большекинельского вала, Малокинельский вал, Соль-Илецкий выступ, внешняя бортовая зона Прикаспийской впадины и Предуральский краевой прогиб.

Бобровско-Покровский вал ограничен на севере погружением нижнекаменноугольных отложений в сторону Камско-Кинельской впадины, а на юг региональным погружением в сторону Прикаспийской впадины. Образование этого вала связано с формированием Камско-Кинельской впадины и последующим региональным наклоном всей территории. Неровности борта Камско-Кинельской впадины, наличие заливов и останцов обусловили сложный характер структур, сопровождающих этот вал.

На отдельных участках структуры Бобровско-Покровского вала находят отражение в поверхностных наслоениях, но часто они погребены и выявляются бурением или сейсморазведкой. В пределах этого вала ранее было открыто Покровское нефтяное месторождение. Разведка месторождения еще не закончена и в последнее время выявляются все новые и новые возможности для увеличения разведанных запасов. Юго-восточнее и юго-западнее сел. Покровка вдоль Бобровско-Покровского вала располагается целый ряд локальных структур, причем на всех разбуренных поднятиях установлены нефтяные и газовые залежи. Зона с установленной нефтегазоносностью протягивается более чем на 150—200 км.

На юго-востоке располагается Никольское месторождение, открытое в 1966 г. Здесь установлена промышленная нефтегазоносность известняков турнейского яруса, песчаников бобриковского горизонта, известняков и доломитов окского надгоризонта и газоносность пермских отложений. При испытании в скв. 232 в интервале пласта 2394—2401 м из отложений турнейского яруса получена нефть — 120 м<sup>3</sup>/сутки при 7-мм штуцере, содержание серы 1,04%. Скв. 220 также дала фонтан нефти при испытании в интервале 2405—2410 м. Из бобриковского горизонта на этой же площади из скв. 216 из пласта в интервале 2382—2389 м получен фонтан нефти 504 м<sup>3</sup>/сутки (штуцер 15 мм) при избыточном давлении на буфере 36,5 ат. Плотность нефти 0,823, содержание серы 0,82%. В окском горизонте нефтеносны известняки, перемежающиеся с ангидритами. Предварительно выделено шесть проницаемых нефтяных пластов, но и малопроницаемые по микронздам пласты также представляют интерес, не исключено, что это единая нефтеносная толща, этаж которой 120 м. При опробовании в скв. 214 получена нефть дебитом 13 м<sup>3</sup>/сутки (штуцер 10 мм). Плотность нефти 0,832, содержание серы 0,86%.

К юго-западу от Покровского месторождения на Пронькинском поднятии получена нефть из пластов турнейского яруса бобриковского и верейского горизонтов; обильная нефтенасыщенность установлена по керну и каротажу в известняках башкирского яруса. Газ получен из пермских отложений. Дебиты скважин, в которых опробован верейский горизонт, небольшие — 5 м<sup>3</sup>/сутки. Из бобриковского горизонта получен фонтан нефти 92 м<sup>3</sup>/сутки (8-мм штуцер), из турнейского яруса 27—36 м<sup>3</sup>/сутки (5-мм штуцер); плотность нефти 0,827. Башкирский ярус еще не опробован.

Восточнее сел. Пронькино сейсморазведкой выявлены Восточно-Пронькинское, Скоковское и Пьяновское поднятия, на которых намечается пробурить по одной скважине. Структуры эти довольно четкие, располагаясь в заведомо нефтяном районе, они представляют большой интерес.

Следующие структуры Бобровско-Покровского вала — Тощое, Погромненское и Медведкинское поднятия. На Погромненском и Медведкинском поднятиях бурением установлена промышленная нефтеносность окского надгоризонта и верейского горизонта; по горизонтам же нижнего карбона здесь установлено смещение свода поднятия на юг, поэтому можно не сомневаться в открытии здесь нефтяной залежи в породах турнейского яруса и бобриковского горизонта.

Крайнее западное месторождение вала — Бобровское — открыто в 1964 г. По окскому надгоризонту это единая крупная структура площадью 20 × 10 км. По более низким горизонтам карбона структура распадается на ряд куполов. Наряду с основной системой куполов, примыкающих непосредственно к Камско-Кинельской впадине, южнее геофизическими методами установлены такие крупные поднятия, как Курманаевское, Тананыкское и др., которые ес-

ли и не образуют единую систему с Бобровской, то, возможно, представляют еще одну нефтеносную зону.

Как известно, в прошлом непосредственно на Бобровском месторождении была установлена нефтеносность осадков турнейского яруса, бобриковского горизонта, окского надгоризонта и артинского яруса. Нефть получена испытателем пластов из башкирского яруса. Имеются хорошие признаки нефтеносности в более высоких горизонтах среднего карбона.

На структурах Бобровско-Покровского вала основной объем бурения предусматривается на нижний карбон, так как для решения вопроса о нефтеносности девонских отложений нужно бурить скважины глубиной более 4000 м.

В 1965 г. и предшествовавшие годы работы проводились на отдельных структурах восточной части Большекинельского вала. Было подготовлено к разработке Пономаревское и Самодуровское нефтяные месторождения. Одновременно было установлено, что структуры, осложняющие этот вал, продолжают к востоку и к западу от селений Пономаревка и Самодуровка, а также что девонские структуры смещены в сторону крутого крыла. Сква. 195, заложённая по данным структурного бурения на крутом крыле пермской флексуры к востоку от сел. Пономаревка, вскрыла девонские отложения на наиболее высоких абсолютных отметках (даже выше, чем в своде Пономаревского поднятия); кроме пашийских пластов  $D_1$  и  $D_2$  нефтенасыщенными здесь оказались также пласты  $D_3$  и  $D_{ш}$ . Такого типа залежи, прижатые к крутому крылу, не разведаны по всей зоне Большекинельского вала, и они явятся объектами разведки на ближайшие годы по всей 150-км зоне. На 1967 г. намечается бурение скважин для прослеживания восточного и западного продолжений Большекинельского вала и девонских структур на крутом крыле.

В западной части Большекинельского вала так же, как и в Северо-Кинельском районе имеются заслуживающие внимания объекты. Севернее Большекинельского вала находится целая система небольших поднятий. Интерес представляют структуры, сопровождающие западное продолжение Туймазинско-Бавлинского вала.

Малокинельский вал в последнее время выделен как самостоятельный объект разведки. Характерной особенностью его являются слабовыраженные, небольшие, изометрические поднятия по верхнему структурному плану, которые скорее всего не отражают резких погребенных поднятий в девоне. Предположение о возможном развитии погребенных девонских структур сделано на основании анализа изменений мощностей девонских отложений. Вдоль Большекинельского вала повсеместно наблюдается раздув мощности девонских отложений, заполняющих желобообразное понижение, и в силу последующего регионального наклона всей территории южный борт желоба превратился в уже упоминавшийся тип погребенного свода.

В Камско-Кинельской впадине за последние годы открыты Мо-

гутовское, Гремячевское, Твердиловское, Ероховское и Петро-Херсонское месторождения. Газ установлен в пермских отложениях на Воронцовской площади. Месторождения Камско-Кинельской впадины приурочены к поднятиям Самаркинской зоны дислокаций, состоящей из нескольких кулисообразных локальных структур. Интерес здесь представляет зона выполаживания, или зона Петро-Херсонской ступени, а также зона структур так называемой Южно-Самаркинской дислокации. В 1966 г. на Воронцовской площади в скв. 150 из песчаников пашийского горизонта (интервал 3190—3217 м) получен нефтяной фонтан. Дебит 600 м<sup>3</sup>/сутки при 20-мм штуцере, избыточное давление на буфере 36 ат. Плотность нефти 0,856, содержание серы 1,07%. Ранее пробуренная скважина к востоку от скв. 150 показала по глубоким горизонтам карбона высокую отметку маркирующих горизонтов; находящаяся в настоящее время в бурении скв. 154 также вскрыла башкирский ярус на высоких отметках.

В Камско-Кинельской впадине будут продолжены работы на Петро-Херсонской и Воронцовской площадях. Все скважины проектируются на отложения девона.

Во внешней бортовой зоне Прикаспия, к которой мы условно относим территорию южнее селений Бобровка и Погромное, существенных результатов не получено. Интерес представляют данные по Новосергиевской скв. 1, где в каменноугольных отложениях вскрыты прекрасные коллекторы с признаками нефтеносности. Имеются признаки газоносности (по газовому каротажу) в отложениях бобриковского горизонта Ташлинской скв. 25, забой которой достиг глубины 5002 м и находится в фаменском ярусе. В этой скважине по данным палеонтологов из разреза выпадают среднекаменноугольные осадки, которые компенсируются пермскими карбонатными породами. Это свидетельствует об интенсивных тектонических движениях на границе Прикаспийского и Волго-Уральского блоков; с тектоническими движениями связано формирование локальных структур. Заслуживают внимания сейсморазведочные работы, проводившиеся на юге области, позволившие очертить четкие локальные структуры — Иртецкую и Мустаевскую.

К этой зоне прибортового обрамления Прикаспийской впадины относится Соль-Илецкий выступ, располагающийся в стыке Прикаспия, Волго-Уральской антеклизы и Предуральского прогиба. По данным сейсморазведки, подтвержденным бурением, здесь установлено значительное по площади поднятие фундамента и осадочного чехла относительно территорий, прилегающих с востока и запада. Амплитуда этого поднятия по подсолевым отложениям перми составляет более 1000 м. Неясным остается характер сочленения этого блока с приподнятой частью Волго-Уральской антеклизы. Выяснение характера сочленения Соль-Илецкого выступа с основными приподнятыми элементами платформы имеет очень большое значение. По данным гравиметрии и магнитометрии намечается северный перегиб, который следует протрассировать сейс-

моразведкой и проверить глубоким бурением. Соль-Илецкий выступ, безусловно, следует рассматривать, как крупную тектоническую структуру, игравшую важную роль в направлении путей миграции и накопления углеводородов. Здесь при любых обстоятельствах в локальных и литологически ограниченных ловушках накапливались большие массы нефти и газа. Разница глубин в 1000 м создала достаточный гравитационный перепад для движения углеводородов. По Соль-Илецкому выступу получены первые данные о нефтегазонасности. В скв. 16 на Красноярской структуре из верхней части среднего карбона получен горючий газ. В Краснохолмской скв. 13 на структуре, подготовленной сейсморазведочными работами ВНИИГеофизики, из 90-м толщи известняков артинского яруса получены конденсат и газ; нефтегазопроявления отмечаются и в более глубоких горизонтах. Намечалось заложить в 1967 г. отдельные скважины для оценки выявленных газовых залежей на Красноярской и Красноярской структурах, а также скважины в наиболее приподнятых местах этой региональной структурной зоны.

В результате анализа изменения мощностей установлена погребенная структура Восточно-Оренбургского поднятия, которая в виде широкого вала постепенно погружается на юг. На севере зона совпадает с приподнятыми зонами Пономаревки и Ефремо-Зыково, а на юге — с Соль-Илецким выступом. Восточно-Оренбургское поднятие в свою очередь осложнено второстепенными элементами — Шарлыкским валом, Салмышской системой поднятий и др.

В районе Оренбургского Приуралья было открыто Совхозное газоконденсатное месторождение, а позже в этой же рифовой полосе — Чебеньковский, Украинский и другие небольшие рифовые массивы, не содержащие промышленных скоплений ни конденсата, ни газа. Несмотря на более чем скромные результаты работ район Приуралья оценивается как весьма перспективный. Сейчас пересматривается общая трактовка и районирование этой весьма своеобразной тектонической формы. Платформенный цоколь западного склона Урала, сами передовые хребты, их погребенная часть — все это объекты, по которым в Башкирии уже получены практические результаты.

Таким образом, в Оренбургской области определились высокоперспективные нефтегазонасные районы, где открыты новые нефтяные месторождения. Ускоренная разведка этих районов позволит в короткий срок увеличить добычу нефти.

М. Ф. СВИЩЕВ

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Северная часть Оренбургской области, расположенная к северу от Большекинельской системы дислокаций, хотя и находится в окружении районов с многочисленными нефтяными месторождениями, в отношении нефтеносности слабо изучена.

Детальным структурным бурением покрыто около 26% этой территории; сейсморазведочные работы проводились только в юго-западной части, примыкающей к зоне Большекинельских поднятий. Глубоким разведочным бурением охвачены лишь ограниченные участки на севере и юго-востоке района. Только структурно-геологической съемкой и электроразведкой район покрыт полностью.

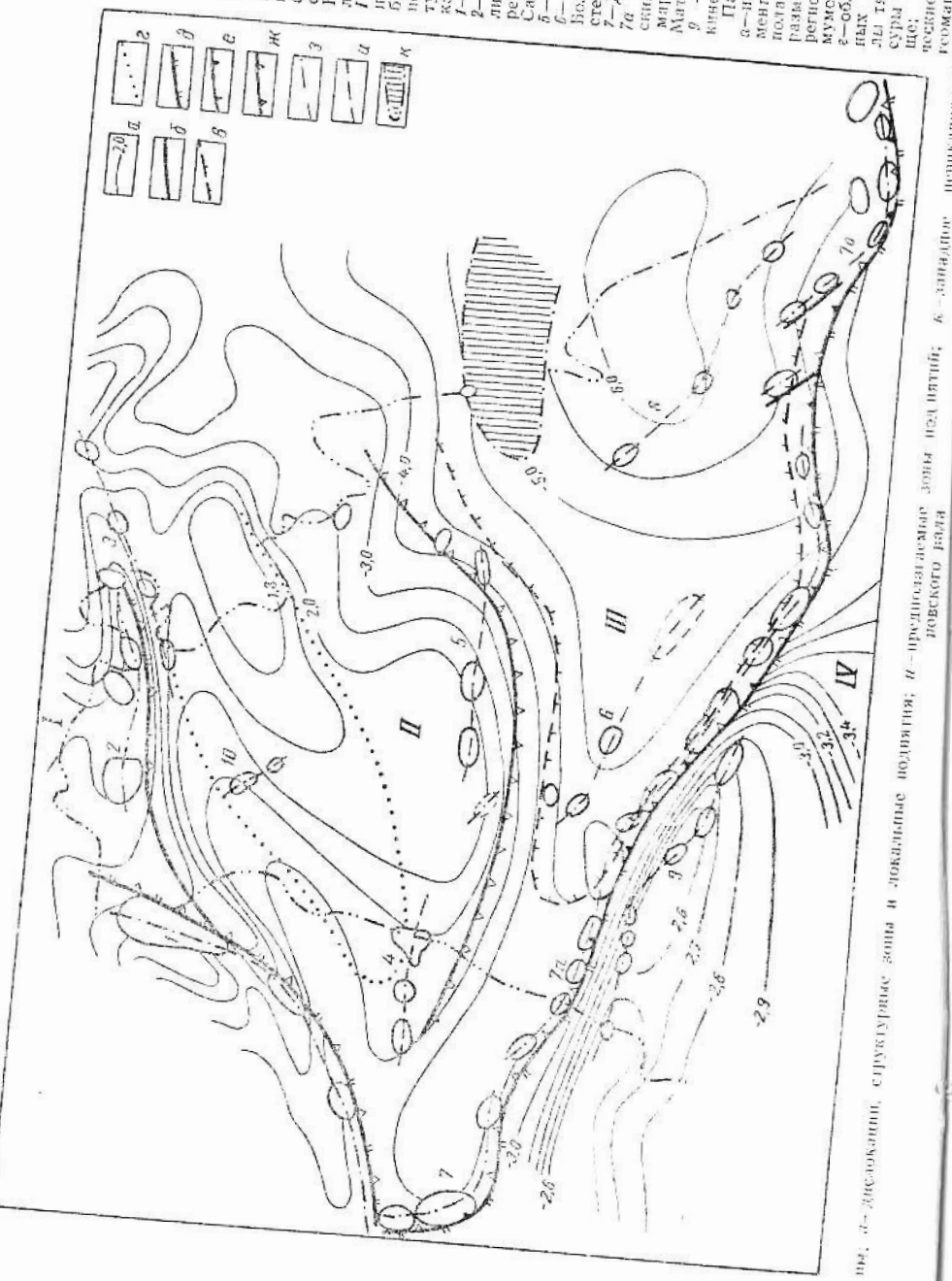
Выяснение перспектив нефтеносности и направлений поисково-разведочных работ в этом районе приобретает особое значение.

Так как находящиеся здесь нефтеперерабатывающие предприятия не обеспечены запасами нефти, ощущается необходимость быстрого открытия и подготовки к разработке новых нефтяных месторождений.

Тектоническое строение северной части Оренбургской области довольно сложное. По гипсометрическому положению поверхности кристаллического фундамента здесь прослеживается Бугурусланско-Абдулинская депрессия, разделяющая Татарский и Оренбургский сводовые поднятия (рис. 1). Она простирается в субширотном направлении за пределы Оренбургской области на северо-запад до Серноводска и Бугровки, образуя в совокупности крупную Серноводско-Абдулинскую впадину, или авлакоген (по В. Д. Наливкину).

На северо-западе, юге и юго-востоке депрессия ограничивается разломами в фундаменте. На границе с Южно-Татарской (Ромашкинской) вершиной прослеживается Бавлинско-Байтуганский разлом. Юго-юго-восточная граница депрессии трассируется резким уступом воздымающегося северного борта Оренбургского свода.

Рис. 1. Тектоническая схема северной части Оренбургской области (составил М. Ф. Свищев с использованием данных В. А. Д. Клубова и И. Ю. Южко-Татарской вершины Татарского свода; II — Пашкинский выступ; III — Бугурусланско-Абдулинская депрессия; IV — северный приподнятый борт Оренбургского погруженного свода. Структура второго порядка и осадочной толщи 1 — Байтуганский вал; 2 — Гуймаанский-Бавлинский вал; 3 — Секретарская зона; 4 — Саврунинская зона; 5 — Дайкинская зона; 6 — Кылинская зона; 7 — Вольшекинельская система дислокаций; 7а — Вольшекинельский вал; 7б — Пономаревский вал; 8 — Матвеевская зона; 9 — Южно-Белозерская зона; 10 — Пашкинская зона; 11 — Южная зона; а — прогибы фундамента; б — зоны предпоясочных глубинных разломов; в — область региональных минимумов силы тяжести; г — область региональных максимумов силы тяжести; д — максимум силовой тяжести в осадочной толще; е — гравицентрические ступени; ж — геоматричные ступени; з — геоматричные ступени; и — предположаемые зоны под шпиль; к — западные периферические зоны под шпиль.



а — дислокации, структурные зоны и локальные поднятия; и — предположаемые зоны под шпиль; к — западные периферические зоны под шпиль; ж — геоматричные ступени; з — геоматричные ступени; д — максимум силовой тяжести в осадочной толще; е — гравицентрические ступени; г — область региональных минимумов силы тяжести; в — область региональных максимумов силы тяжести; б — зоны предпоясочных глубинных разломов; а — область региональных минимумов силы тяжести; г — область региональных максимумов силы тяжести; д — максимум силовой тяжести в осадочной толще; е — гравицентрические ступени; ж — геоматричные ступени; з — геоматричные ступени; и — предположаемые зоны под шпиль; к — западные периферические зоны под шпиль.

Эй соответствует Большекинельский разлом. Эти разломы прослеживаются по данным геофизики и интерпретируются в виде флексур в осадочной толще, а также по данным бурения — резким колебанием абсолютных глубин вскрытия поверхности фундамента на противоположных сторонах разлома.

Бавлинско-Байтуганский и Большекинельский разломы на западе, видимо, смыкаются, разделяя единую Серноводско-Абдулинскую впадину на западную и восточную части. Каждая из них характеризуется своими особенностями геологического строения.

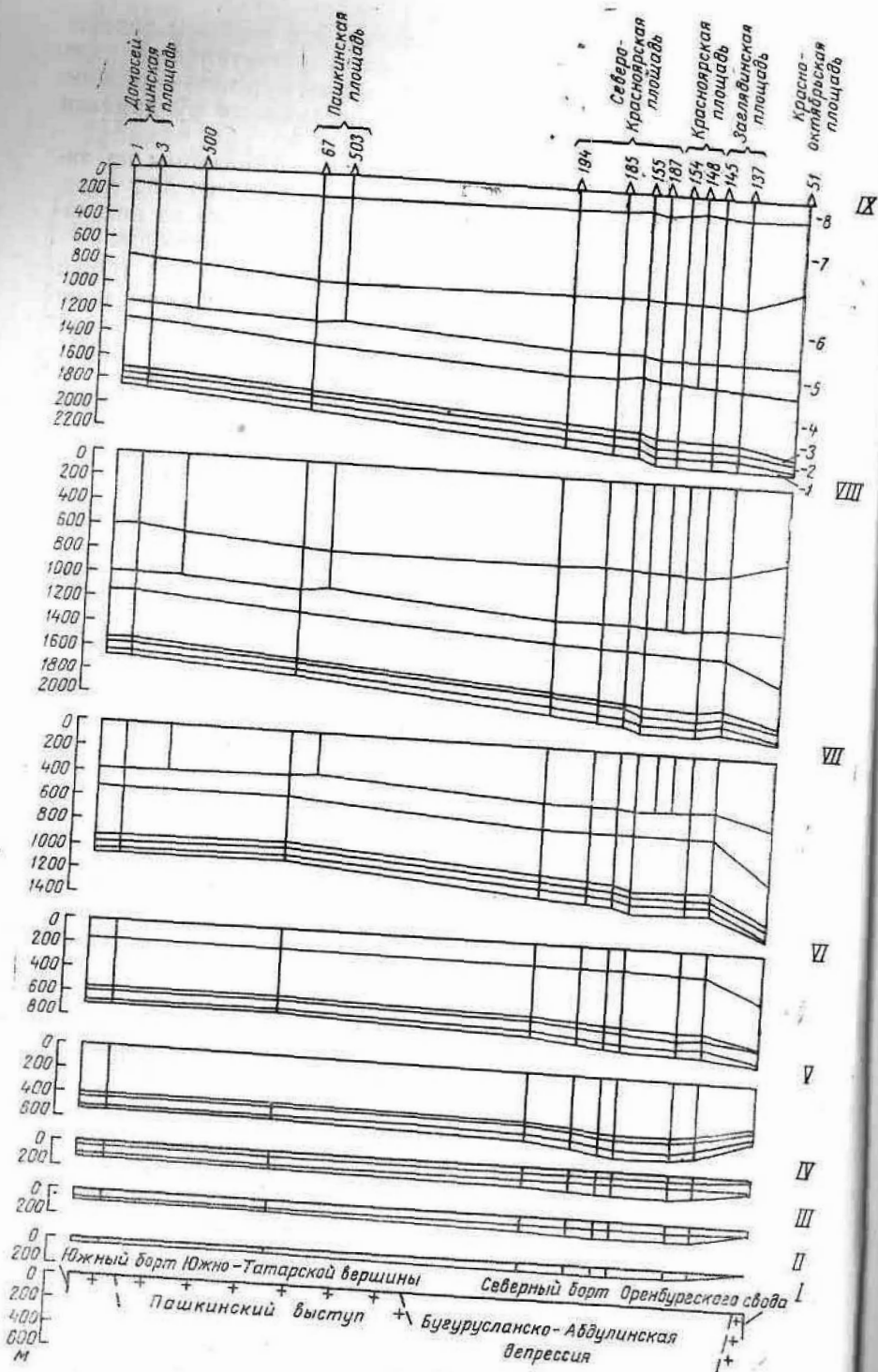
Степень погружения фундамента в пределах восточной (Оренбургской) части впадины неравномерная. На фоне общего моноклиналичного погружения на северо-западном борту ее фундамент залегает на более высоких гипсометрических отметках — (1780—1950), чем на южном и юго-восточном (в Султангуловской скв. 102 на глубине 3323 м фундамент не встречен). В районе Абдулино по данным геофизических исследований фундамент залегает на глубине 6000 м.

Таким образом, в пределах восточной части впадины по фундаменту четко обособляются две крупные структуры: выступ и депрессия. По пунктам расположения первых глубоких скважин, установивших эти структуры, выступ можно назвать Пашкинским, а депрессию Бугурусланско-Абдулинской. Пашкинский выступ представляет собой западную наиболее приподнятую часть Белебеевской вершины Татарского свода, а депрессия является наиболее погруженным участком авлакогена. Крупные структуры по фундаменту увязываются с данными грави- и магнитометрических исследований. Пашкинскому выступу соответствует область региональных максимумов, а Бугурусланско-Абдулинская депрессия отмечается как область региональных минимумов силы тяжести.

Мощность осадочной толщи в пределах рассматриваемого района по данным бурения и КМПВ 1867 — 6000 м. Наибольшая мощность прослеживается в Бугурусланско-Абдулинской депрессии за счет заполнения ее бавлинскими отложениями.

Мощность палеозойских отложений значительно увеличивается в центральной части депрессии (2505 м) и сокращается на ее бортах (2100—2386 м).

По комплексу геофизических данных на южном и юго-восточном бортах Пашкинского выступа в фундаменте предполагается шовная зона древнего послепротерозойского глубинного раскола. Ее, по-видимому, отражает геомагнитная ступень, направление которой в общих чертах совпадает с конфигурацией гравитационных полей. Существование расколов по периферии авлакогена и внутри его указывает на то, что кристаллический фундамент в пределах рассматриваемой территории был расчленен на блоки, разделенные глубинными расколами. Претерпев различные по знаку и интенсивности движения, они образовали положительные и отрицательные формы поверхности фундамента и оказали определенное влияние на ход



осадконакопления и формирование структурного плана осадочной толщи.

Бавлинские отложения прослежены только в депрессии.

Полный разрез этих отложений здесь не известен, так как ни одна скважина не дошла до фундамента. Но уже вскрытая Султангуловской скв. 102 мощность их составляет 830 м, а в сопредельных районах Башкирии 1000 м.

На Пашкинском выступе и Оренбургском своде бавлинские отложения отсутствуют или имеют незначительную мощность. Непосредственно на породах фундамента или на бавлинских отложениях залегают эйфельские осадки. Следовательно, в течение большей части додевонского времени в исследуемом районе существовала суша. Лишь на раннем этапе формирования этого района между Пашкинским выступом и Оренбургским сводом в фундаменте развилась депрессия, заполнявшаяся бавлинскими осадками. Большая мощность осадков свидетельствует о глубоком грабенообразном погружении блока фундамента и компенсированном осадконакоплении.

Депрессия была выполнена бавлинскими отложениями до начала додевонской трансгрессии.

Как показывают палеотектонические профили, построенные вкрест простирания восточной части авлакогена (рис. 2), дальнейшее развитие отдельных его участков протекало различно.

В эйфельский век депрессия испытывала медленное погружение. В прогибание была вовлечена и южная часть Пашкинского выступа. Северный борт Оренбургского свода воздымался над уровнем моря; отложения эйфельского яруса здесь отсутствуют. Живетский век характеризуется относительной тектонической стабильностью. Только краевая зона Южно-Татарской вершины испытала в это время некоторое погружение. Относительная стабильность наблюдалась и в пашийское время. Во второй половине франского века седиментационный бассейн углубился.

При этом максимальное погружение фиксируется в районе депрессии. Северный борт Оренбургского свода продолжает занимать приподнятое положение. Район Пашкинского выступа оставался относительно стабильным. Только северный участок, судя по размыву верхней части фаменских отложений, был приподнят. Такая геологическая обстановка сохранилась до конца девонской эпохи. На рубеже живетского и франского веков началось формирование

Рис. 2. Палеотектонические профили через площади Домосейкинскую—Загладинскую: I—к концу бавлинского времени; II—к концу эйфельского века; III—к концу живетского века; IV—к концу пашийского времени; V—к концу девонского времени; VI—к концу бобривского времени; VII—к концу верейского времени; VIII—к концу артинского века; IX—к концу калиновского времени

Мощности стратиграфических комплексов и горизонтов: 1—эйфельского яруса; 2—живетского яруса; 3—пашийского горизонта; 4—от кровли пашийского горизонта до кровли девона; 5—от кровли девона до кровли бобривского горизонта; 6—от кровли бобривского горизонта до кровли верейского горизонта; 7—от кровли верейского горизонта до кровли артинского яруса; 8—от кровли артинского яруса до кровли калиновской свиты



структур второго порядка. По анализу мощностей и особенностям литологии нижнефранских отложений фиксируется заложение и развитие поднятий Большекинельского вала.

В каменноугольную эпоху характер тектонических движений существенно меняется. С конца девонской эпохи по бобриковское время включительно район относительной тектонической стабильности расширяется и охватывает не только Пашкинский выступ, но и примыкающую к нему с юга депрессию. Северный же борт Оренбургского свода в это время интенсивно опускается. В связи с этим продолжается рост поднятий Большекинельского вала, а формирующаяся флексура, ограничивающая с юга систему Большекинельских дислокаций, обращена в сторону от центра депрессии. Погружение Оренбургского свода продолжалось и в следующий период — с конца бобриковского по верейское время включительно. В этот же период некоторое погружение претерпели район депрессии, южная и северная краевые зоны Пашкинского выступа. Центральный же участок его, по-прежнему, оставался стабильным.

С конца верейского времени по артинский век погружение северной краевой зоны Пашкинского выступа, его северного обрамления и особенно северного борта Оренбургского свода замедляется, затем полностью прекращается и, судя по последующему размытию кунгурских отложений, сменяется подъемом.

В это время несколько более погружены были срединный участок выступа и депрессия, особенно ее южная прибортовая зона. В конце палеозойской эпохи весь район испытал интенсивное воздымание, которое привело к длительному континентальному переыву в осадконакоплении, продолжающемуся и сейчас. Лишь в неогеновое время отмечается значительное погружение северного борта Оренбургского свода, фиксирующееся зоной развития неогеновых отложений вдоль Большекинельской флексуры.

Как видно из изложенного, рассматриваемый район имеет довольно сложную историю геологического развития. Она свидетельствует о разнохарактерной и в целом о высокой тектонической активности отдельных участков. Наиболее высокой тектонической активностью характеризуются северный борт Оренбургского свода, Бугурусланско-Абдулинская депрессия, южная и северная краевые зоны Пашкинского выступа и краевая зона Южно-Татарской вершины, т. е. участки, примыкающие к мобильным шовным зонам блоков фундамента. При этом район депрессии испытывал преимущественно погружение. Срединный участок Пашкинского выступа отличается более слабой тектонической активностью.

Различные по характеру напряжения в фундаменте, естественно, отразились на формировании положительных структур второго и третьего порядков в осадочной толще. Геологической съемкой, электроразведкой и структурным бурением по верхне-пермскому структурному этажу намечены поднятия и зоны поднятий. По расположению относительно крупных структур фундамента эти поднятия можно разделить на две группы: поднятия, расположенные

в краевых частях блоков фундамента вблизи разделяющих их шовных зон, и поднятия в срединных участках блоков, расположенные вдали от наиболее мобильных шовных зон.

Характерные черты первой группы зон поднятий — линейность, асимметричное строение, четкая выраженность во всех структурных ярусах палеозоя и прослеживаемость на большом расстоянии как проявление их тесной связи с самыми мобильными участками шовных зон фундамента (Туймазинско-Бавлинский вал, Байтуганский вал, система Большекинельских дислокаций: Дерюжевский, Большекинельский, Пономаревский валы).

С основными зонами поднятий этой группы сопряжены структурные зоны, трассирующиеся вдоль флексур и связанные с пологими прифлексурными прогибами (Секретарская, Южно-Большекинельская зоны).

Нефтяные месторождения, приуроченные к поднятиям первой группы, характеризуются многопластовостью и широким диапазоном нефтеносности в связи с благоприятными условиями для широкой вертикальной миграции по зонам повышенной проводимости на флексурах. Промышленные нефтяные залежи установлены в девонских, нижнекаменноугольных, среднекаменноугольных, и пермских (на юге) отложениях. В разрезе этих отложений прослежено 10 продуктивных горизонтов, а в недрах отдельных месторождений выявлено до шести нефтяных и газовых залежей.

Поднятия второй группы испытали менее интенсивные тектонические напряжения в процессе геоструктурного развития. В связи с этим они характеризуются террасовидным строением, менее выраженной линейностью в расположении локальных поднятий, пологостью, большей симметричностью, меньшей устойчивостью структурных планов в стратиграфическом разрезе.

Структурный план поднятий этой группы изменяется с глубиной иногда до полного исчезновения положительной структуры. Например, на Северо-Красноярской площади, расположенной в средней части депрессии (Кислинская зона), поднятие небольшой амплитуды прослеживается лишь до турнейского яруса включительно, с ним связаны промышленные нефтяные залежи в угленосном горизонте и турнейском ярусе.

В отложениях франского яруса и ниже на месте поднятия прослежено моноклинальное залегание слоев. Очень слабо выражено поднятие в девоне и на соседней Кислинской площади. Это недооформившееся поднятие вследствие преимущественного погружения депрессии.

В средней части Пашкинского выступа установленные поднятия в пермских отложениях глубоким бурением не изучены.

Изложенные представления позволяют выделить в северной части Оренбургской области участки, перспективные в отношении нефтеносности. Наиболее благоприятны для нефтеносности зоны поднятий, связанные с внешними разломами, ограничивающими впадину. К ним приурочены относительно крупные и высокопродук-

тивные месторождения Туймазинско-Бавлинской, Байтуганской и Большекинельских дислокаций; возможность открытия новых месторождений в пределах этих дислокаций не исчерпана. Необходимо провести разведочные работы на юго-западном продолжении Туймазинско-Бавлинской и Байтуганской дислокаций и на востоке Пономаревского вала.

Перспективность Секретарской и Пашкинской зон поднятий подтверждается тем, что на Фоминовском поднятии обнаружена нефтяная залежь. Приуроченные ко второй зоне Пашкинское, Богдановское и Кандызское поднятия рассматриваются как первоочередные высокоперспективные объекты для разведки.

К числу перспективных следует также отнести южную и юго-восточную части краевой зоны Пашкинского выступа и примыкающую к ней бортовую зону депрессии. Здесь намечаются Саврушинская и Исайкинская зоны поднятий; в пределах последних установлена нефтеносность. В целом же южная и юго-восточная части краевой зоны выступа почти не изучены, необходимо провести сейсморазведку и профильное структурное бурение на нижнепермские маркирующие горизонты вкрест простирания предполагаемых разломов для выявления зон поднятий, простирание которых, вероятнее всего, согласуется с простиранием разломов.

Заслуживают внимания участки, расположенные севернее месторождений Большекинельского вала. Здесь предполагаются небольшие пологие поднятия. Однако пологий региональный наклон слоев, обуславливающий возникновение поднятий даже при небольшой степени дислоцированности, позволяет рассчитывать на многочисленность этих поднятий и, следовательно, на возможность приращения значительных запасов нефти.

Таким образом, особенности строения и геологического развития северной части Оренбургской области свидетельствуют о больших перспективах района в отношении нефтеносности. Однако ограниченный объем работ не обеспечивает создания необходимого резерва структур, подготовленных для поисковой и промышленной разведки. Следует усилить сейсморазведку, структурное и глубокое бурение на этой территории.

А. Н. ДИАНОВ, С. С. ЕДРЕНКИН,  
Н. Д. КОРОЛЕВ

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РИФОВОЙ ПОЛОСЫ ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Геологическое строение рифовой полосы Оренбургского Приуралья изучали многие исследователи [1].

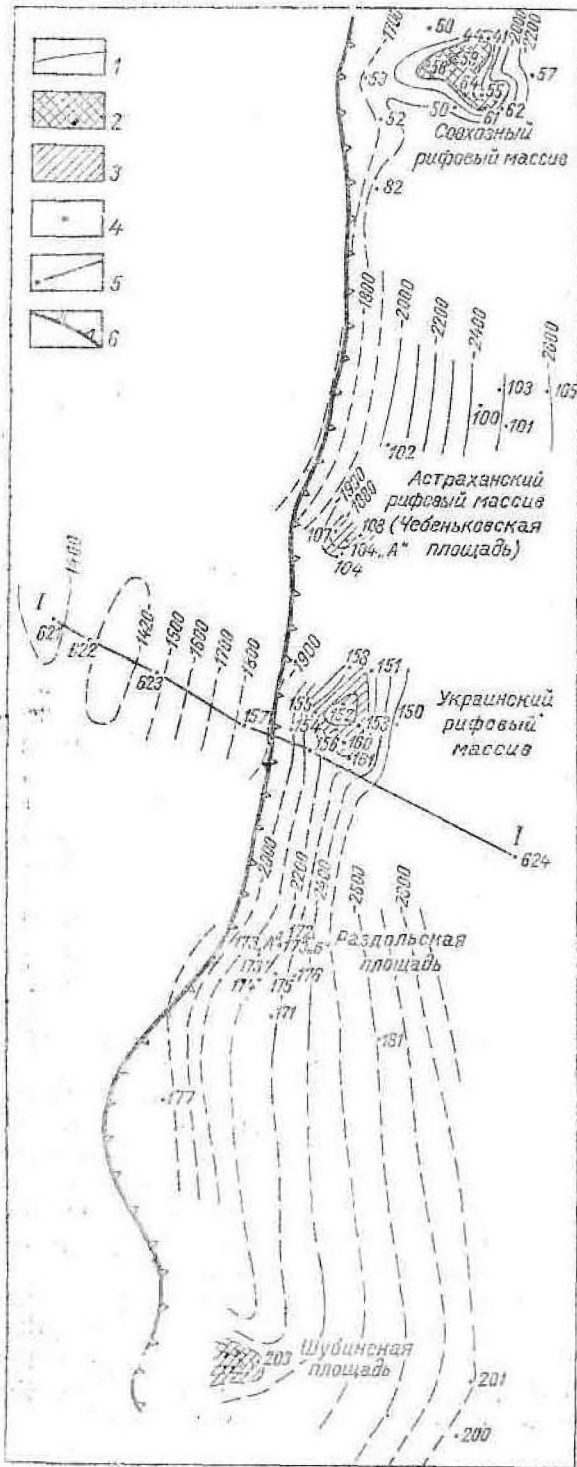
Проведенные в последние годы геофизические исследования и значительный объем глубокого бурения позволили выявить некоторые особенности геологического строения данной территории.

На структурной карте (рисунок), построенной по кровле подсолевых нижепермских отложений, в пределах описываемой территории наблюдается моноклинальное падение кровли подсолевых отложений в восточном направлении к центральной части Предуралья прогиба. Одновременно отмечается общее погружение указанной поверхности с севера на юг в сторону Прикаспийской впадины. Погружение в восточном направлении составляет в среднем 90 м на 1 км от отметки 1423 м в Сакмарской скв. 622 до отметки —2574 м в Украинской скв. 150. Погружение в южном направлении менее значительно и составляет около 10 м на 1 км.

В пределах изученной части рифовой полосы Оренбургского Приуралья выявлено четыре рифовых массива: Совхозный, Астраханский, Украинский и Шубинский.

Из рифовых массивов хорошо изучен Совхозный. Его размеры по изогипсе —1700 м 4,5×3,5 км и амплитуда 470 м. Наиболее крутые северный и северо-восточный склоны массива, углы падения которых достигают 28—30°. Совхозный рифовый массив сложен в основном рифовыми известняками артинского и сакмарского возраста. Из этого массива впервые в Оренбургском Приуралье был получен промышленный приток газа и конденсата.

В 18 км к югу на Чебеньковской площади выявлен Астраханский рифовый массив, сложенный рифовыми известняками артинского, сакмарского и ассельского возраста. О размерах и пространственном положении Астраханского рифа говорить преждевременно, так как он еще недостаточно оконтурен скважинами.



Структурная карта рифовой зоны Оренбургского Приуралья  
 1—стратизогипсы по кровле сакмаро-артинских отложений; 2—продуктивный рифовый массив; 3—выявленные рифовые массивы; 4—скважины разведочного бурения; 5—геологический профиль; 6—гравитационная ступень

На участке между скв. 104 и 104-а высота рифа 203 м. Скв. 104-а вскрыла артинские отложения на отметке —1704 м.

В скв. 104, 104-а, 108 в подсолевых отложениях отмечены признаки густой гудронизированной нефти. Отложения артинско-сакмарского возраста представлены в верхней части плотными известняками с плохими коллекторскими свойствами. При опробовании скв. 104-а и 108 получен слабый приток нефти плотностью 0,837 г/см<sup>3</sup>.

На расстоянии 5 км к югу от Астраханского рифового массива выявлен Украинский рифовый массив. Уточнение конфигурации массива продолжается. Размеры рифа по изогипсе —2200 м составляют 2,2×3,7 км, амплитуда около 150 м. Украинский рифовый массив сложен известняками артинского и сакмарского возраста, в которых среди рифовых отложений встречаются платформенные.

На Украинской площади встречаются нефтепроявления в подсолевых отложениях в виде примазок легкой светло-коричневой нефти. При опробовании скв. 153 из интервала 2413—2442 м получен очень слабый приток горючего газа. Пленка коричневой нефти получена при испытании сакмаро-артинских отложений в скв. 160 из интервала 2345—2355 м. Слабые притоки нефти и газа в скв. 153 и 160 на Украинском массиве объясняются плохими коллекторскими свойствами разреза.

На Раздольской площади, расположенной в 10 км к югу от Украинской, в подсолевых отложениях рифового массива не выявлено. На этой площади рифовые фации установлены в скв. 175, 176 и 173 в отложениях ассельского яруса. Сакмаро-артинские отложения представлены в основном депрессионными и платформенными отложениями. Это, очевидно, объясняется сложным режимом колебательных движений. Признаки нефти и газа наблюдались в подсолевых отложениях в скв. 175 и 176. В керне отмечался очень резкий запах газа. В остальных скважинах также встречались нефтепроявления в виде примазок коричневой нефти и включений твердого битума. При опробовании скв. 175 из интервала 2370—2430 м (очень плотные известняки артинского и ассельского возраста) получен очень слабый приток газа и небольшой приток нефти плотностью 0,862 г/см<sup>3</sup>.

На Шубинской площади, расположенной на водоразделе рек Сакмары и Урала, по данным бурения отмечается моноклинальное падение слоев в восточном направлении от скв. 203 к скв. 200, от отметок —2236 до —2851 м. Скв. 203, расположенная в непосредственной близости от гравитационной ступени, вскрыла типично рифовые известняки мощностью около 500 м, верхняя часть которых (около 50 м) предположительно относится к низам сакмарского яруса, а нижняя часть — к ассельскому ярусу и верхнему карбону. Скважина так и не вскрыла полностью рифовые отложения, забой скважины находится на глубине 3014 м.

Типично рифовые известняки характерны для восточных склонов массивов, поэтому, вероятно, вершина рифа будет располагать-

ся к западу от скв. 203. Скв. 200 и 201, пробуренные на значительном удалении к востоку от гравитационной ступени, вскрыли подсолевые отложения среди осадков депрессии.

В Оренбургском Приуралье [2] границы прогиба по ассельским, сакмарским и артинским отложениям смещаются относительно друг друга в западном направлении от более древних к более молодым отложениям. Вследствие этого, очевидно, в таком же порядке перемещались и участки, благоприятные для формирования рифовых формаций. Вероятно, к востоку от полосы развития сакмаро-артинских рифовых массивов появится цепочка рифовых массивов более древнего возраста. Это предположение подтверждается данными бурения: Чебеньковские скв. 100, 101 и 103, расположенные примерно в 10 км к востоку от гравитационной ступени, вскрыли отложения ассельского яруса, представленные известняками рифовой и близкой к рифовой фации с признаками нефти и газа.

Сакмарской скв. 624, расположенной в 10—12 км к востоку от гравитационной ступени, непосредственно под кунгурскими галогенными породами вскрыты отложения ассельского яруса, представленные в интервале 2965—3002 м темно-серыми глинистыми депрессионными известняками, а в интервале 3002—3030 м — рифовыми известняками с примазками нефти и запахом газа. По техническим причинам скважина была остановлена на глубине 3030 м, так и не вскрыв полную мощность рифовых известняков.

В Раздольской скв. 181, расположенной в 7 км к востоку от гравитационной ступени, в отложениях сакмарского и ассельского ярусов встречены известняки переходного типа от платформенных к рифовым.

По новым данным геофизики и глубокого бурения намечается некоторая закономерность в размещении рифовых массивов и покрывающей их сульфатно-галогенной толщи кунгурского яруса: как правило, рифовые массивы располагаются под сводами соляных куполов. Украинский рифовый массив приурочен к южной краевой части Астраханско-Свиридовской соляной антиклинали. Вершина Шубинского рифового массива по данным скв. 203 также, по-видимому, располагается под сводом кунгурского соляного поднятия.

Соляные купола и антиклинали, находящиеся в непосредственной близости к востоку от гравитационной ступени, представляют несомненный интерес для постановки геолого-геофизических исследований с целью поисков рифовых массивов.

В результате проведения комплекса буровых и геофизических работ на Сакмарском региональном профиле (см. рисунок) получены новые данные о строении западной части Предуральского прогиба. Высказывалось мнение о протяжении вдоль западного борта Предуральского краевого прогиба прибортового вала. Эта точка зрения подтверждается данными бурения Сакмарских скв. 621, 622, 623. Намечается флексуобразное погружение кровли артинских отложений в сторону Предуральского прогиба и западное погруже-

ние в сторону платформы. По данным площадных геофизических работ этот вал осложнен локальными поднятиями.

Нам представляется, что прибортовая часть должна быть изучена глубоким бурением. В связи с доступной глубиной залегания продуктивных горизонтов среднего и нижнего карбона объектами разведки здесь могут быть не только сакмаро-артинские, но и каменноугольные отложения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Фомина Г. В., Шпильман И. А. и др. Нефтегазоносность Оренбургского Приуралья. Нефтегазовая геология и геофизика, № 5, 1963.
2. Шамов Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбаевского Приуралья. Труды УфНИИ, вып. 2, 1957.

А. Н. ДИАНОВ, С. С. ЕДРЕНКИН,  
М. М. ЧАРЫГИН

### К ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Региональные сейсмические исследования КМПВ, МОВ и РНП в сочетании с буровыми работами позволяют уточнить представления о тектонике и перспективах нефтегазоносности данного района. Особенно интересные материалы получены после проведения ВНИИ Геофизикой сейсмических исследований по профилю XIX РНП (рис. 1) и по профилю XVIII КМПВ, МОВ (рис. 2). Сейсмический профиль XIX пересек Предуральский краевой прогиб почти в широтном направлении к северу от р. Сакмары (рис. 3).

На профилях довольно отчетливо выделяются следующие наиболее крупные структурные элементы:

1) зона приподнятого залегания палеозойских отложений юго-восточного склона Русской платформы, в пределах которой по геолого-геофизическим данным намечается крупный бортовой Салмышско-Ветлянский вал; 2) зона рифов, примыкающая к бортовому валу; 3) осевая зона Предуральского прогиба; 4) восточный склон Предуральского прогиба.

Далее к востоку по региональному разлому с этой областью граничит зона передовых складок Урала.

Сейсмический профиль XVIII северо-восточного направления по линии Соль-Илецк—Красноярка захватывает северный борт Прикаспийской впадины и южную часть Салмышско-Ветлянского вала.

Региональные сейсмические исследования оказывают помощь не только в уточнении тектонического районирования территории, но и позволяют выявить взаимоотношение надсолевого и подсолевого структурных этажей. Ввиду небольшого количества глубоких скважин при геологической интерпретации сейсмических разрезов использовались данные детальной геологической съемки. Учитывалось тектоническое строение и характеристика мощностей. Увязан структурно-тектонический план надсолевого и подсолевого структурно-тектонических этажей.

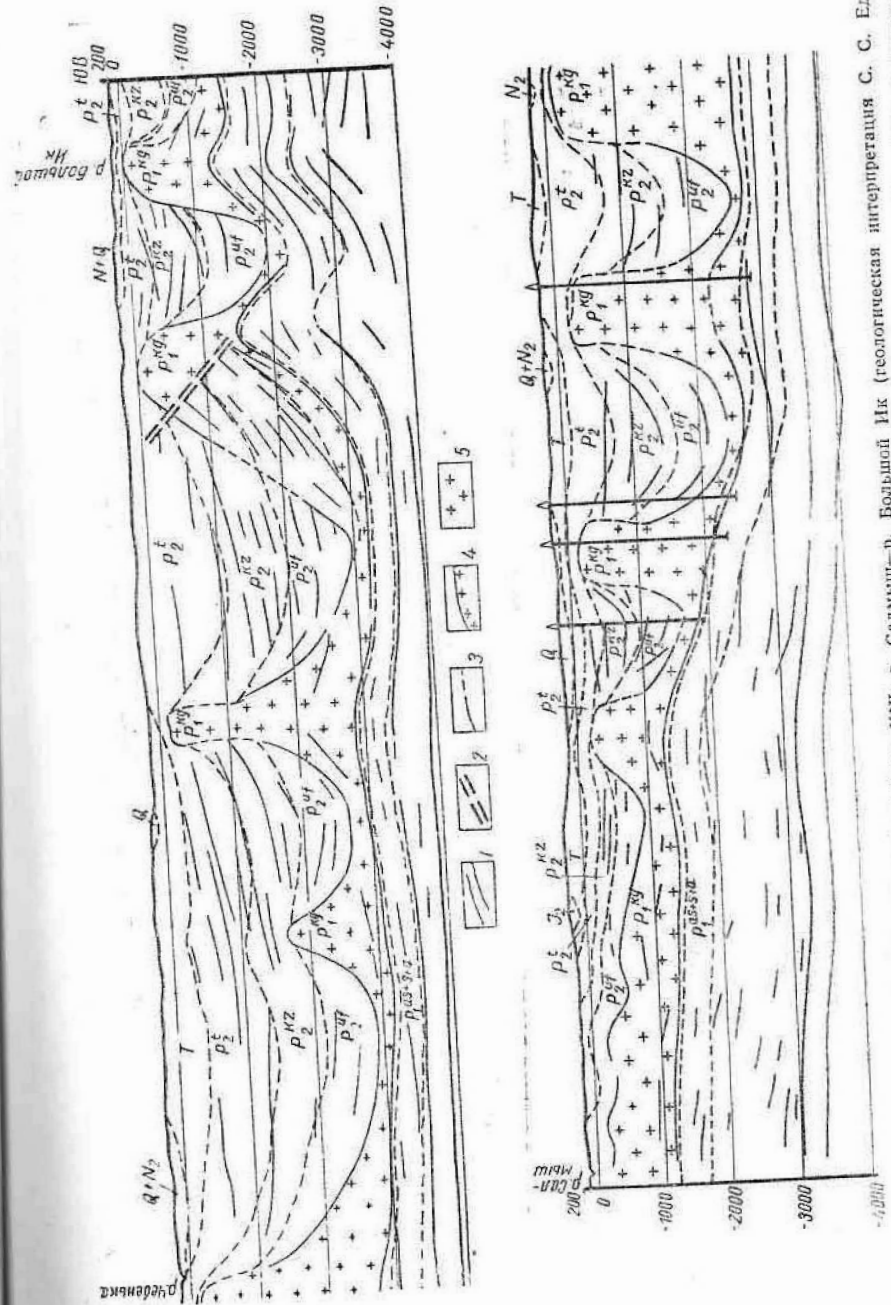


Рис. 1. Схематический геолого-геофизический профиль XIX: р. Салмыш—р. Большой Ик (геологическая интерпретация С. С. Едренкина, А. Н. Дианова). 1—отражающие горизонты; 2—предполагаемые разрывные нарушения; 3—стратиграфические границы по сейсмическим и геологическим данным; 4—поверхность кристаллического фундамента по данным КМПВ; 5—соляные отложения кунгура

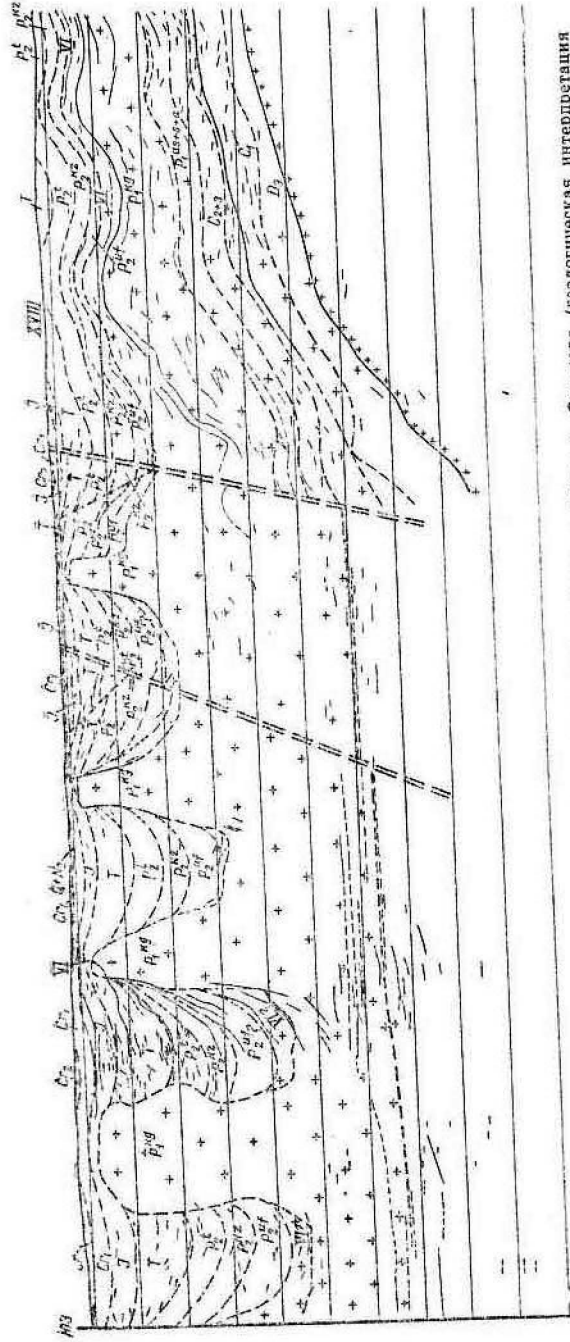
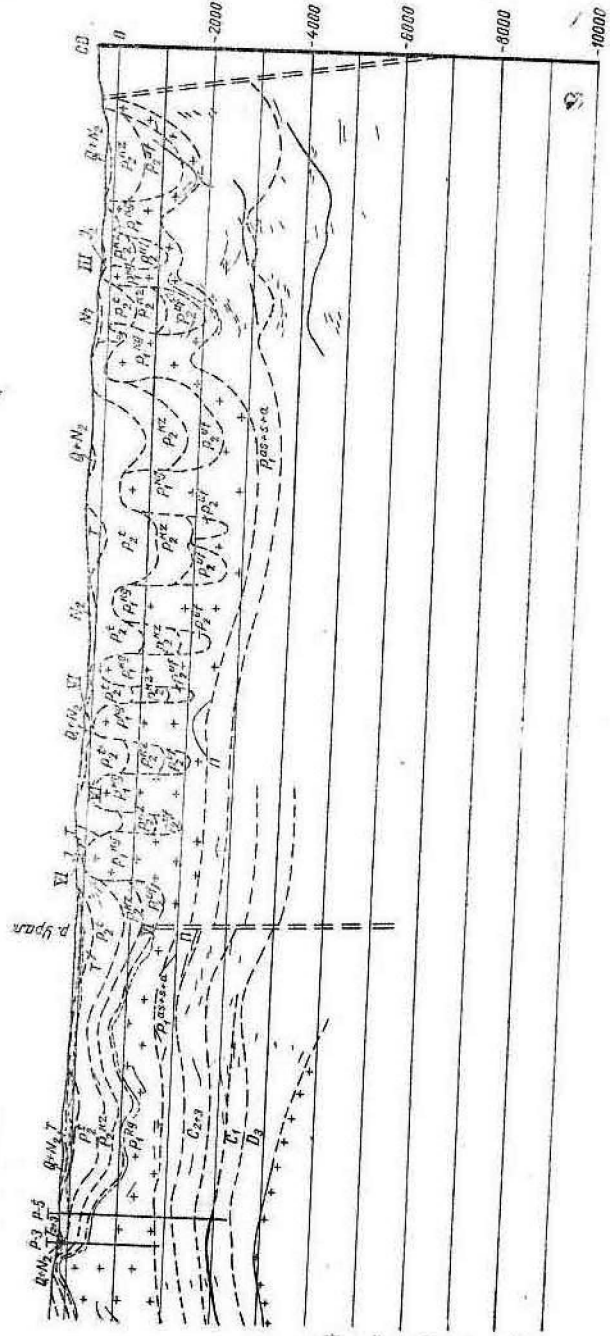


Рис. 2. Схематический геолого-геофизический профиль XVIII—III: р. Илек—р. Урал—р. Сах мара (геологическая интерпретация С. С. Едренкина, А. Н. Дячкова).  
Условные обозначения см. на рис.

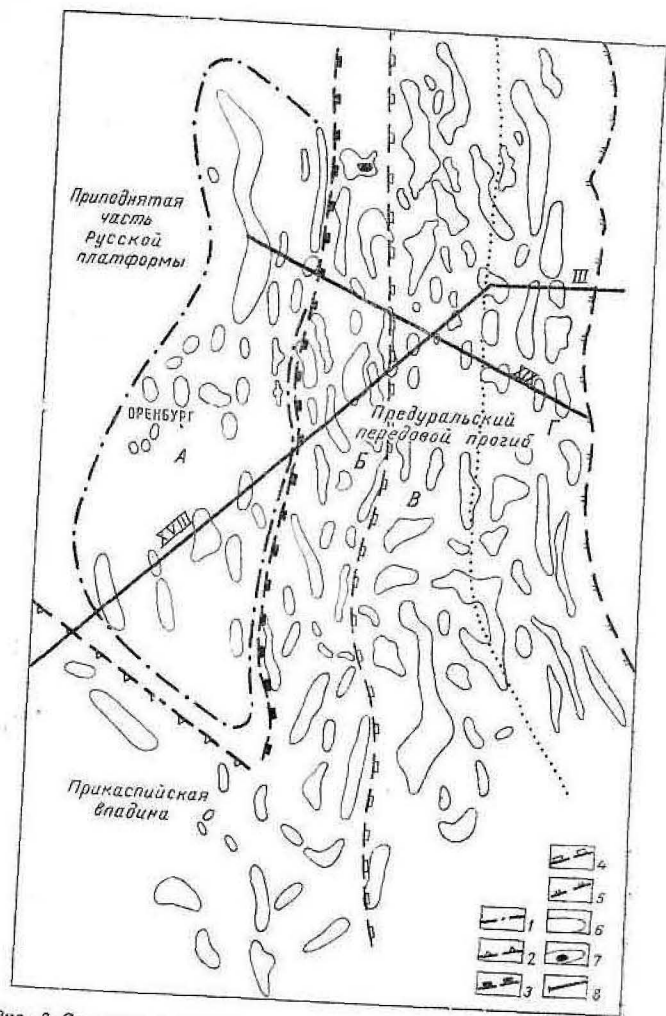


Рис. 3. Схема тектонического строения Оренбургского Приуралья  
 А—Салмышско-Ветлянский вал; Предуральский передовой прогиб;  
 Б—Западный склон с приуроченной к нему зоной рифовых массивов;  
 В—осевая зона; Г—восточный склон  
 1—примерные контуры Салмышско-Ветлянского вала; 2—Илекская флексура; 3—гравитационная ступень; 4—Илекская зона рифов;  
 5—западная граница выходов артинских отложений на дневную поверхность; 6—кунгурские соляные купола и антиклинали; 7—выявленные рифовые массивы; 8—региональные сейсмические профили: III—КМПВ, XVIII—КМПВ и МОВ, XIX—РНП

Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что в Оренбургском Приуралье широко развиты соляные купола, связанные с наличием в разрезе кунгура мощных толщ каменной соли. Межкупольные участки заполнены верхнепермскими и нижнетриасовыми красноцветными отложениями. Мощность соленосной толщи кунгура в ядрах куполов достигает 1800—2500 м. В межкупольных зонах, как подтверждают данные глубоких скважин района Украинской площади, мощность их не превышает 400 м. Можно с полным основанием предположить, что в отдельных местах кунгурская соль может оказаться полностью выжатой и тогда окажется возможным доступ углеводородов из карбонатных сакмаро-артинских отложений в вышележащие красноцветные отложения верхней перми.

Анализ сейсмических исследований позволяет сравнить строение надсолевой толщи Предуральского краевого прогиба [2] и Прикаспийской впадины (см. рис. 2).

В Прикаспийской впадине происходило более мощное соленакопление, причем погружение впадины происходило по системе разломов. В Предуральском прогибе разломы находятся в самой южной части. Соляные купола Предуральского прогиба большей частью вытянуты в меридиональном направлении, тогда как купола Прикаспия строго определенной ориентировки не имеют.

В пределах Салмышско-Ветлянского вала развиты соляные антиклинали. Они часто не соответствуют поднятиям по более глубоким горизонтам. В связи с этим важное значение приобретает выявление закономерностей в соотношениях структурных планов надсолевых и подсолевых отложений, как наиболее перспективных в нефтегазоносном отношении. Наиболее достоверные данные получены пока для надсолевых отложений. О строении подсолевых толщ имеются в основном лишь данные геофизики.

При интерпретации сейсмопрофилей в подсолевой (докунгурской) части разреза нами условно принимались мощности, полученные по данным глубоких скважин, пробуренных в более северных районах платформенной части Оренбургской области. Юго-восточное крыло Салмышско-Ветлянского вала имеет сложное строение. Скорее всего оно представляет систему блоков, погружающихся по плоскостям сколов в сторону Прикаспийской впадины.

Значительные перспективы в отношении нефтегазоносности связываются с отложениями ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми в зоне рифов.

Зона рифов довольно четко выделяется на региональных сейсмических профилях в виде ступени, ограниченной с запада и востока пологими флексурами, погружающимися в восточном направлении. Западная граница зоны рифов на отдельных участках совпадает с гравиметрической ступенью.

В пределах Оренбургской области западная граница рифовой зоны проходит примерно по линии Октябрьское—Нежинка—Ак-

Булак. Эта зона постепенно расширяется к югу. Ширина ее в районе Ишимбаево 6—8 км, а на широте пос. Октябрьского 15 км.

В Башкирии в пределах рифовой зоны выявлено 42 рифовых массива, из них 17—промышленно-нефтеносных, 6—газоносных, 14—пустых и 5 массивов к северу от Ишимбаевских рифов выходят на дневную поверхность (горы Юрак-Тау, Куш-Тау, Шах-Тау и др.).

К югу от Ишимбаевских рифов наблюдается постепенное погружение основания рифовых массивов в южном направлении в среднем на 8—9 м на 1 км (20—30'). В соответствии с погружением основания рифов происходит погружение вершин рифовых массивов от отметки —90 м (Ишимбаево) до отметки —1530 м (Кунакбаевский риф). По данным Г. П. Ованесова [1], форма Ишимбаевских рифов разнообразна, их относительная высота 250—700 м и более, углы склонов 25—45°. Нефтегазоносны карбонатные отложения ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Коллекторами в рифовых массивах являются пористые, кавернозные, трещиноватые известняки и доломиты.

В размещении чисто нефтеносных и газоносных рифов вдоль прогиба намечается определенная закономерность: в северной части прогиба до широты Озеркинского рифа встречены нефтеносные рифовые массивы, южнее обнаружены такие массивы, как Канчуринский, Мусинский, Кунакбаевский, которые являются газоконденсатными.

В 1961 г. в Оренбургском Приуралье было открыто первое газоконденсатное месторождение, приуроченное к Совхозному рифовому массиву. Совхозный риф расположен в 75 км к северо-востоку от Оренбурга и в 55 км к югу от Канчуринского газоконденсатного месторождения. Это небольшое поднятие размером 4,5×3,5 км. Газоносны известняки артинского яруса. Склоны массива крутые: восточный и юго-восточный склоны падают под углом 28—30°, юго-западный — под углом 20°. Характеристика Столяровского, Канчуринского и Совхозного рифов приводится в таблице.

Таблица

Характеристика Столяровского, Канчуринского и Совхозного рифов

Риф	Характер месторождения	Отметка вершины рифа, м	Относительная высота рифа, м	Абсолютные отметки ВНК и ГВК, м
Столяровский	Нефтяное Газоконденсатное	—250	300	—445
Канчуринский		—947	670	—1450
Совхозный	»	—1225	500	—1625

Из скв. 56 на Совхозном рифе получен газ дебитом 490 тыс. м<sup>3</sup>/сутки и конденсат в количестве 50 м<sup>3</sup>/сутки, а из

скв. 43—газ 240 тыс. м<sup>3</sup>/сутки и конденсат 45 м<sup>3</sup>/сутки (штуцер 8 мм).

В скв. 2, пробуренной на Канчуринском рифе, получено газа 270 тыс. м<sup>3</sup>/сутки и конденсата 48,9 м<sup>3</sup>/сутки через 9-мм штуцер. Канчуринское месторождение, как и Совхозное, относится к группе месторождений с высоким содержанием конденсата.

Для Оренбургского Приуралья весьма сложна проблема рациональной методики поисков рифовых массивов. Большой опыт в этом отношении накоплен в Башкирском Приуралье. Г. П. Ованесов [1], основываясь на взаимоотношении кровли кунгурского яруса с кровлей артинского яруса, в качестве наиболее перспективных считает краевые части соляных антиклиналей. К склонам их приурочено большинство выявленных в Башкирии нижнепермских рифов. И лишь в южной части Башкирского Приуралья, в связи с развитием мощной соленосной толщи в разрезе кунгурского яруса, ранее выработанная методика оказалась недостаточно эффективной.

Для поисков рифовых массивов в Оренбургском Приуралье начали широко применяться сейсмические исследования. Причем наиболее эффективным оказалось совместное применение электрометрии, гравиметрии и сейсмических исследований КМПВ и РНП (Совхозная площадь). В последнее время ВНИИГеофизика применяет скважинную сейсморазведку. Данные КМПВ и РНП на Екатеринбургской, Шубинской и Маякской площадях расходятся с материалами буровых скважин. Это объясняется сложной скоростной характеристикой галогенной толщи кунгурского яруса. По-видимому, до проведения площадных сейсмических исследований необходимо бурить параметрические скважины с обязательным проведением сейсмокаротажа.

Анализ сейсмических материалов по междуречью Сакмары и Урала показывает, что здесь намечается еще ряд участков, перспективных для поисков рифовых массивов (см. рис. 1).

Вполне возможно продолжение рифовой зоны далеко на юг в междуречье Урала и Илека вплоть до широты пос. Ак-Булак. Продолжение рифовой зоны на юг пока не выяснено.

Данные, полученные в результате проведения регионального сейсмического профиля XVIII, указывают на возможный поворот рифовой зоны на широте Ак-Булак в северо-западном направлении вдоль южного склона Салмышско-Ветлянского вала.

Участок предполагаемого распространения рифовой зоны между Уралом и Илеком совершенно не освещен сейсмометрией и глубоким бурением. По данным гравиметрии и электрометрии намечены участки, перспективные на поиски рифов,—склоны крупных соляных куполов: Новопавловского, Старицкого, Восточно-Ключевского и др.

Ориентировочно можно сказать, что глубина сакмарско-артинских отложений в межрифовых погружениях междуречья Урала и Илека не превышает 3500 м, а вершины рифов располагаются на глубинах около 3000 м.



Ассельские, сакмарские и артинские отложения на восточном склоне Предуральяского краевого прогиба также весьма перспективны. В результате проведения геологической съемки в пределах Оренбургской области выявлено более 13 антиклинальных складок (Воздвиженская, Активная, Каировская и др.), по-видимому, подобных складкам Карлинско-Кинзебулатовского типа и структурам Актюбинского района. На сейсмическом профиле III (см. рис. 2) по подсоловому горизонту намечаются три антиклинальные складки: Ново-Сакулакская, Семакинская, Спасская. На всех складках необходимо выполнить комплекс геофизических и буровых работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ованесов Г. П. Формирование залежей нефти и газа в Башкирии. Гостоптехиздат, 1962.

2. Кошляк В. А., Якупов И. А. О формировании залежей нефти и газа в рифовой зоне Предуральяского прогиба. Геология нефти и газа, № 4, 1963.

А. Н. ДИАНОВ, С. С. ЕДРЕНКИН

#### СХЕМАТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРНАЯ КАРТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ ПО КРОВЛЕ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА

Изучению структурного плана бобриковского горизонта визейского яруса в Оренбургской области всегда уделялось большое внимание. Им занимались многие исследователи [1—5].

Полные разрезы надбобриковских отложений установлены в северных частях Оренбургской области, в районе Большекинельского вала, Самаркинских дислокаций и одиночными скважинами на юге области.

Структурная карта по кровле бобриковского горизонта (рисунок) составлена по материалам глубокого бурения, с привлечением (в качестве пересчетных) скважин, вскрывших кровлю филипповского горизонта кунгурского яруса, а также по материалам геофизических исследований.

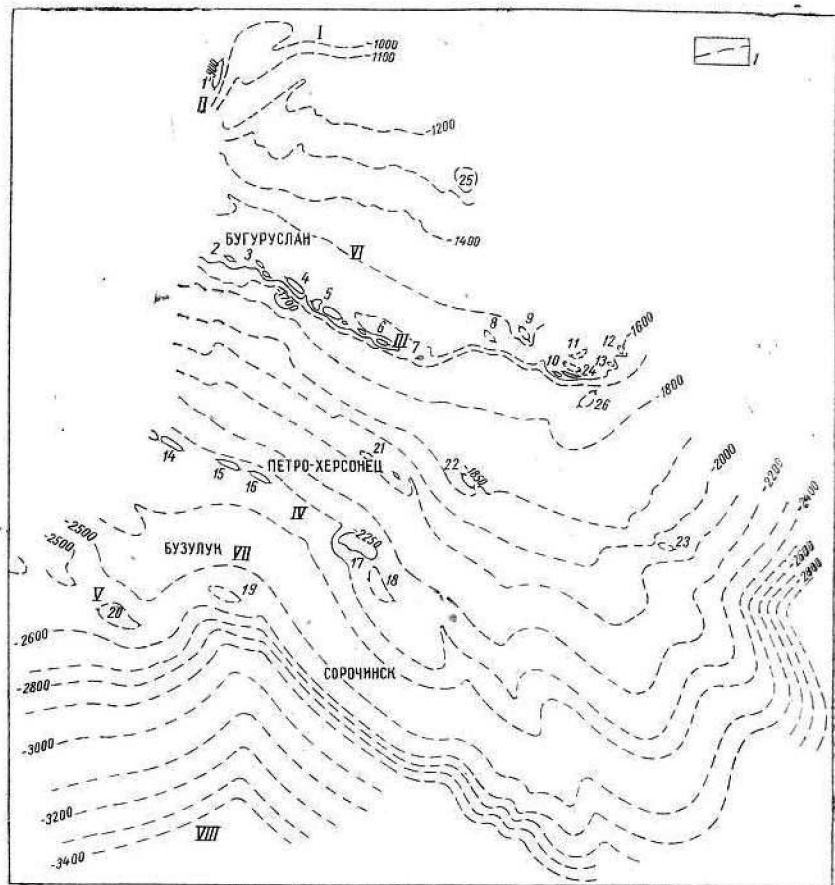
В целом кровля бобриковского горизонта моноклиально погружается на юго-запад, а на участках, прилегающих к Предуральскому прогибу—на восток-юго-восток.

Наиболее высокие отметки кровли бобриковского горизонта (—1000 м) фиксируются на Туймазинской дислокации, а минимальные (—3350 м) в Соболевской опорной скв. 100, расположенной на северном борту Прикаспийской впадины. Падение кровли бобриковского горизонта юго-западное, в среднем 8 м на 1 км.

На фоне общего юго-западного падения слоев выделяются положительные и отрицательные структуры. К первым относятся: Туймазинская, Байтуганская, Самаркинская дислокации, Большекинельский вал, Ромашкинско-Бобровская зона поднятий, ко вторым—Серноводско-Абдулинская, Бузулукская, Прикаспийская впадины.

Туймазинская дислокация в пределах Оренбургской области выражена в виде структурного носа, осложненного флексурой. Она хорошо фиксируется сгущением изогипс и имеет северо-восточное простирание. Падение кровли бобриковского горизонта в пределах флексуры 40—50 м на 1 км. Туймазинская дислокация сочленяется

с Байтуганской за пределами Оренбургской области. Байтуганская дислокация также осложнена флексурой, погружающейся на юго-



Схематическая структурная карта западной (платформенной) части Оренбургской области по кровле бобриковского горизонта (составил А. Н. Дианов, под редакцией проф. М. М. Чарыгина, доц. С. С. Едренкина)

Структуры второго порядка: I—Туймазинская дислокация; II—Байтуганская дислокация; III—Большекинский вал; IV—Самаркинская дислокация; V—Бобровско-Ромашкинская структурная зона; VI—Серноводско-Абдулинская впадина; VII—Бузулукская впадина; VIII—Прикаспийская впадина. Структуры третьего порядка: 1—Байтуганская; 2—Степановская; 3—Красноярская; 4—Заглядинская; 5—Султангуловская; 6—Тарханская; 7—Ашировская; 8—Измайловская; 9—Ефремо-Зыковская; 10—Самодуровская; 11—Терентьевская; 12—Услинская; 13—Ильиновская; 14—Могутовская; 15—Тремязевская; 16—Твердиловская; 17—Покровская; 18—Родинская; 19—Погромненская; 20—Бобровская; 21—Петро-Херсонцевская; 22—Ивановская; 23—Юртаевская; 24—Пономаревская; 25—Аркаевская; 26—Алябьевская  
I—изогипсы кровли бобриковского горизонта

восток и восток. Погружение кровли бобриковского горизонта по крылу флексуры превышает 40—50 м на 1 км. Байтуганская дислокация осложнена серией локальных структур. На данной карте вырисовывается Байтуганское поднятие, представляющее собой (по

изогипсе —900 м) антиклинальную складку размером  $2,5 \times 10$  км меридионального простирания. Здесь к отложениям нижнего и среднего карбона приурочены месторождения нефти и газа. Серноводско-Абдулинская впадина выделяется исследователями по фундаменту и характеризуется по кровле бобриковского горизонта сложной моноклиной, погружающейся на юго-запад. Моноклинал осложнена целой серией структурных носов и заливов. Аркаевское локальное поднятие вырисовывается в районе скв. 70, 71, 73. К северу от Большекинского вала моноклинал осложнена прогибом, простирающимся с юго-востока на северо-запад. Южнее указанной впадины располагается Большекинский вал. Он протягивается вдоль р. Большая Кинель от западной до восточной границы области. С юга на всем протяжении вал ограничен довольно резко выраженной флексурой; погружение слоев на флекуре достигает 100 м на 1 км. Большекинский вал состоит из серии локальных поднятий, ориентированных, как и сам вал, с юго-востока на северо-запад.

По кровле бобриковского горизонта фиксируются Степановское, Красноярское, Заглядинское, Султангуловское, Тарханское, Ашировское, Измайловское поднятия, а также целая серия небольших поднятий в пределах Ефремо-Зыковской, Самодуровской и Пономаревской разведочных площадей. Для Большекинского вала характерна ундуляция оси. На участке между Бугурусланом и Тарханами породы в целом погружаются на юго-восток, между Тарханами и Ефремо-Зыково поднимаются на восток и на участке к востоку от Ефремо-Зыкова снова погружаются. Второй особенностью вала является довольно резкое изменение направления в районах Аширово и Измайлово. Вероятно, это связано с изменением направления разломов в фундаменте платформы.

Особенностью строения Большекинского вала является нарушение строгой линейности и ориентированности поднятий третьего порядка в восточной части вала (Ефремо-Зыковская, Самодуровская и Пономаревская площади). Большекинский вал затухает, вероятно, в районе Пономаревки. Простирание слоев на восточном окончании вала становится северо-восточным и частично соответствует простиранию Уральской складчатой системы. Самодуровско-Пономаревская зона восточного окончания Большекинского вала имеет сложное строение. В связи с затуханием вала и влиянием Уральской складчатости, наряду с широтным простиранием поднятий, намечается и субмеридиональное. Вдоль Большекинской флексуры в районе Самодуровки и Пономаревки намечается несколько антиклинальных складок. Одна из складок имеет по кровле бобриковского горизонта (по изогипсе —1550 м) ширину 2 км, длину 12 км и амплитуду 17 м. Это поднятие соответствует Самодуровскому и Пономаревскому поднятиям, установленным ранее по кровле артинского яруса [1—5]. К северу от Самодуровского поднятия намечается еще одно широтное поднятие, размеры которого по кровле бобриковского горизонта  $1,5 \times 6,0$  км. В

районе скв. 143 выделяется Терентьевское поднятие. На восточном окончании Большекинельского вала намечается несколько структурных носов, по-видимому, осложненных небольшими поднятиями. На данной структурной карте показаны Услинское и Ильиновское поднятия, установленные ранее по нижнепермским горизонтам.

Южнее Самодуровско-Пономаревской структурной зоны прослеживается локальное брахиантиклинальное поднятие северо-восточного простирания размером  $3 \times 6$  км, с амплитудой около 20 м. Свод поднятия намечается в районе Алябьевской скв. 244. Алябьевские скв. 1, 2, 3 пересекли юго-западную периклиналь поднятия.

На Большекинельском валу в бобриковском горизонте залежи нефти имеются на Красноярской, Заглядинской, Султангуловской, Тарханской и Пономаревской структурах.

К югу от Большекинельского вала выделяется Самаркинская дислокация, осложненная локальными структурами: Могутовской, Гремячевской, Твердиловской, Покровской и Родиной. Самаркинская дислокация является продолжением южной ветви Жигулевского вала и в свою очередь состоит из Михайловского, Коханского, Подгорненского, Неклюдовского и Могутовского поднятий. На Могутовской, Покровской и Родиной структурах Самаркинской дислокации отложения бобриковского горизонта нефтеносные; признаки нефти отмечены на Ероховской площади. Самаркинская дислокация протягивается параллельно Большекинельскому валу. Образование ее, так же как и Большекинельского вала, связано, вероятнее всего, с разломом в фундаменте, протягивающемся вдоль южного борта Оренбургского свода. Могутовское, Гремячевское и Твердиловское поднятия имеют примерно одинаковые размеры  $1,5 \times 5$  км и амплитуду от 8 до 24 км. С севера эти поднятия ограничены узким и неглубоким прогибом. Покровское и Родиное поднятия ( $-2000$  м) находятся на более высоких отметках по сравнению с Могутовским, Гремячевским и Твердиловским ( $-2300$  м). Амплитуда Покровского поднятия 100 м, Родиноего 30 м.

Покровское поднятие с юго-запада и северо-запада ограничено флексурами. Вопрос о продолжении Самаркинской дислокации на юго-восток по горизонтам карбона и девона пока что не выяснен. Однако анализ материалов структурного бурения, электроразведки, геологической съемки и опорного бурения указывает на возможность распространения дислокации в юго-восточном направлении до Адамовской площади.

Южнее Бузулукской впадины намечается постепенное моноклинальное падение с севера на юг от  $-2350$  м до  $-2500$  м. Ось впадины, очевидно, проходит южнее поселков Колтубановка—Сороцинск.

Следующая к югу структурная зона, где за последнее время развернулись разведочные работы,—Бобриковско-Ромашкинская положительная структурная зона—продолжение Кулешовской зоны Куйбышевской области. Южнее Бобриковско-Ромашкинской зоны выделяется северный борт Прикаспийской впадины.

Кроме описанных выше линейных дислокаций и валов намечаются Южно-Большекинельская, Малокинельская, Южно-Самаркинская, Городецко-Жуковская и др., которые более четко прослеживаются по пермским горизонтам.

Описываемая структурная карта предварительная, она уточняет тектонику района и позволяет проектировать дальнейшие поисково-разведочные работы на нефть и газ. Карта будет уточняться и дорабатываться по мере поступления нового фактического материала.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кулаков А. И. Геологическое строение и нефтеносность Большекинельского района в связи с его доразведкой. Автореф. канд. дисс., ВНИГНИ, 1965.
2. Калинин В. И. и др. О направлении поисков нефтегазоносных структур в Бузулукской впадине и соседних районах. Геология нефти и газа, № 11, 1963.
3. Мельникова Н. А. Карбонатные коллекторы палеозоя Оренбургской области, перспективы их нефтегазоносности и условия разработки залежей карбонатных коллекторов. Автореф. канд. дисс., ВНИГНИ, 1964.
4. Клубов В. А. Перспективы нефтегазоносности Оренбургского участка Камско-Кинельской системы прогибов. Нефтегазовая геология и геофизика, № 5, 1963.
5. Шпильман И. А. и др. Ближайшие перспективы развития геологоразведочных работ и добычи нефти и газа в Оренбургской области. Нефтегазовая геология и геофизика, № 5, 1964.

А. Т. МЕЛЕХОВА, Г. Я. ШУТОВ

### ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ОТЛОЖЕНИИ ОКСКОГО НАДГОРИЗОНТА В ПРЕДЕЛАХ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Карбонатные отложения, слагающие подавляющую часть разреза палеозоя Оренбургской области,—потенциальный резерв новых продуктивных горизонтов.

В 1964 г. на Бобровской площади, в южной части Оренбургского свода, в скв. 55, при опробовании кавернозно-пористых доломитов окского надгоризонта получены промышленные притоки нефти. Эта скважина явилась первооткрывательницей окской нефти в Оренбургской области.

Признаки нефти — притоки при опробовании, нефтенасыщение зерна и шлама, запах нефтяного газа и т. д.—отмечены в разрезе окского надгоризонта Погромненской, Медведкинской, Покровской, Никольской, Родинской площадей и др.

Нефть приурочена к пористо-кавернозным доломитам и доломитовым гравелитам; она заполняет мелкие первичные поры, каверны и микротрещины.

Площадные границы нефтепроявлений карбонатных пластов верхней части окского надгоризонта совпадают с распространением так называемой покровской пачки глин и глинистых разностей пород, являющейся надежным литологическим экраном залежи.

Границы распространения литологического экрана и служат границами перспективной зоны окских отложений. На севере эта граница совпадает с северной границей Самаркиных дислокаций и далее проходит южнее Ивановской вершины Оренбургского свода до восточных пределов области. На юго-востоке она проходит через Салмышскую скв. 619, несколько восточнее Судьбодаровской скв. 605 и южной границы области.

Мощность глинисто-карбонатной крыши в этом районе 10—20 м, на Покровской площади до 30 м.

В результате анализа промыслово-геофизических материалов в кровле отложений окского надгоризонта Самаркинской и Южно-Самаркинской зон дислокаций и Покровско-Сорочинского вала вы-

делено пять пластов, обладающих хорошими коллекторскими свойствами (проницаемые по микрозондам, с общей пористостью 13—18% по данным нейтронной гамма-метрии). Основные из них: ОКС-I мощностью 8 м залегает среди пластов ангидритов  $A_I$  и  $A_{II}$ , являющихся дополнительным (к покровской пачке) экраном, и коллектор ОКС-II мощностью 18 м и более, расположенный под ангидритовым пластом  $A_{II}$  (рис. 1).

В результате эффекта, связанного с влиянием высокого удельного электрического сопротивления пластов ангидритов, характер насыщения коллекторов определить невозможно. Однако по аналогии с литологической и промыслово-геофизической характеристикой продуктивных пластов окского надгоризонта соседней Куйбышевской области (Кулешовская, Лебяжинская, Покровская площади) эти пласты заслуживают внимания.

Пласты-коллекторы прослеживаются не повсеместно. Мощность отложений окского надгоризонта на ряде площадей значительно колеблется: на Могутовова площади от 224 до 283 м, на Бобровской от 209 до 305 м и т. д. Изменение мощностей обусловлено неравномерным размывом отложений кровли надгоризонта.

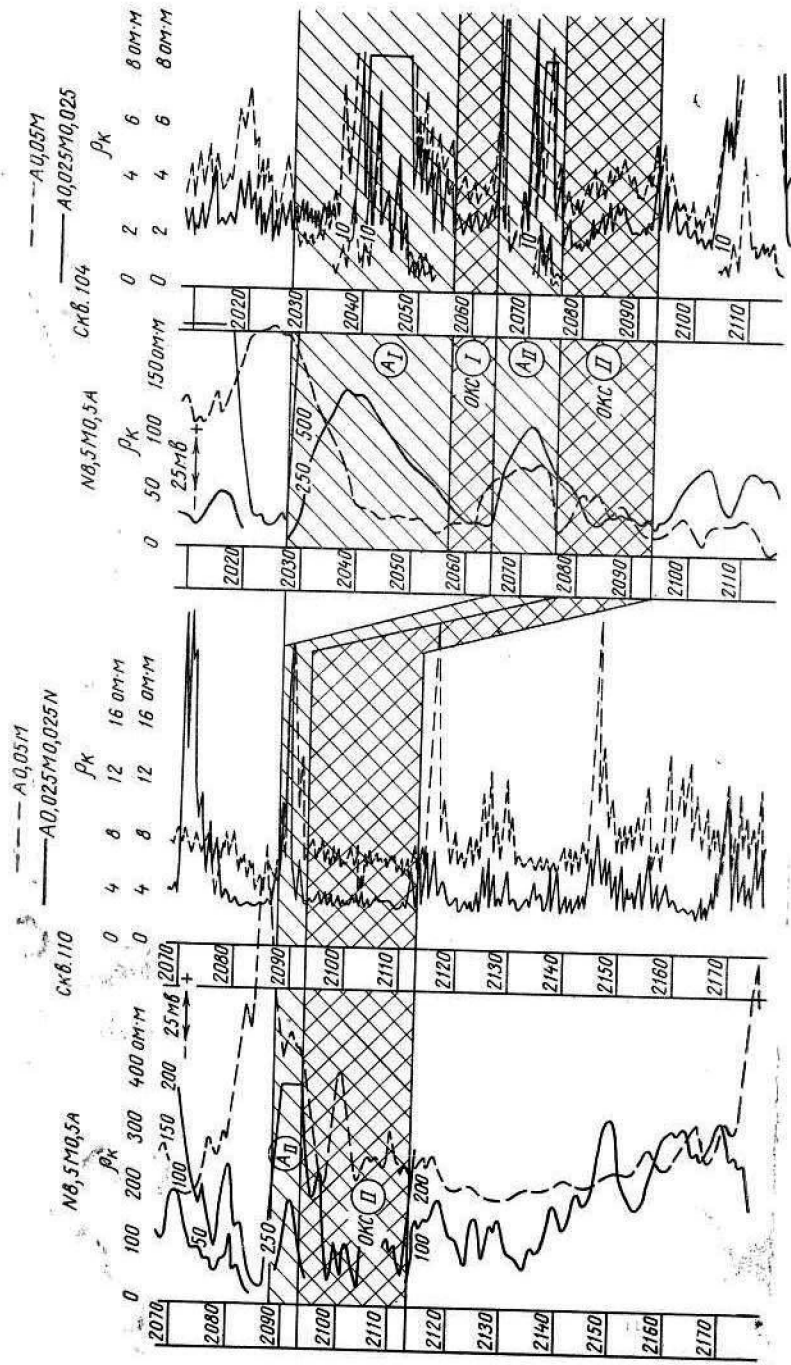
Граница зоны наибольшего размыва пород Самаркинской дислокации (рис. 2) проходит с запада на восток по линии скв. 110, 102 (Могутово), 51, 57 (Гремячево) и далее между Твердиловской и Ероховской площадями. В Твердиловской скв. 2 частично присутствует пласт  $A_{II}$ . Севернее этой границы пласты  $A_I$ , ОКС-I и  $A_{II}$  отсутствуют. Под глинисто-карбонатными отложениями покровской пачки непосредственно залегает пласт-коллектор ОКС-II. На рис. 2 отмечается несоответствие структурных планов, связанное с размывом кровли окских отложений.

По кровле бобриковского горизонта своды поднятий намечаются в районе скв. 110 (Могутово), 60 (Гремячево), а по кровле окского надгоризонта они смещаются на юг в район скв. 114 и 104 (Могутово) и 54 (Гремячево).

Скважины, в которых присутствует полный разрез окских отложений, а следовательно, и пласты-коллекторы ОКС-I и ОКС-II, располагаются в сводовых частях структур. Эти структуры нуждаются в разведке.

На площадях южнее и восточнее зоны Самаркиных дислокаций наблюдается полный разрез окских отложений. Промышленный интерес эти пласты представляют на Покровском поднятии в северо-восточной части Бобровско-Покровского вала.

На структурной карте (рис. 3) по кровле окского надгоризонта выделяется довольно четкое брахиантиклинальное поднятие северо-западного простирания. В северо-западной части простирание его резко меняется с северо-западного на северо-восточное. Размеры поднятия по замыкающей стратоизогипсе — 1900 м  $15 \times 5$  км, амплитуда 53 м. Северное крыло более крутое, южное — более пологое. Общий структурный план соответствует ниже- и вышележащим структурным горизонтам. Мощность надгоризонта изменяется



а

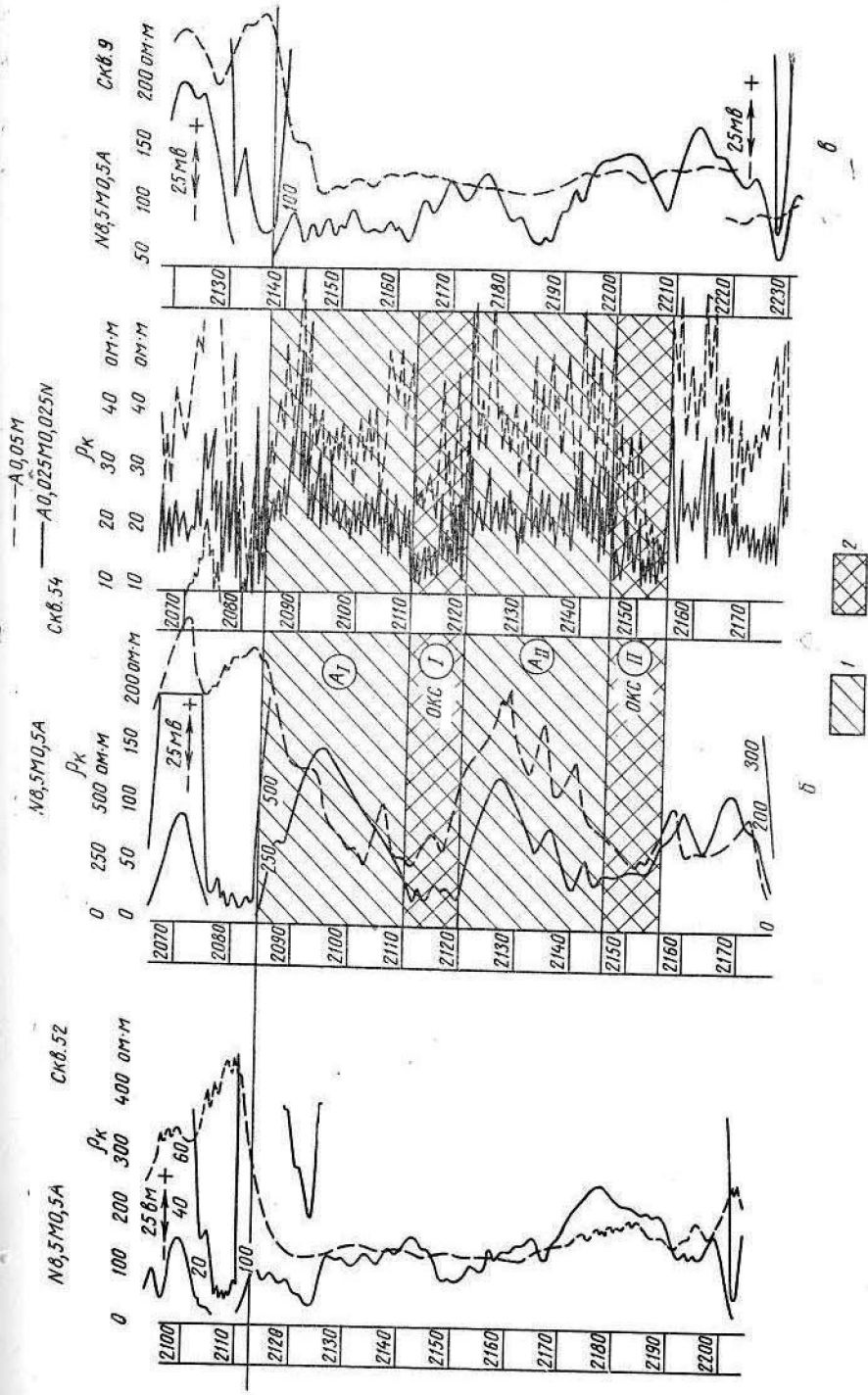


Рис. 1. Схема корреляции отложенной окского надгоризонта по линии Могутово—Гремячево —Твердилово  
 а—Могутово; б—Гремячево; в—Твердилово. 1—ангидрит; 2—доломит

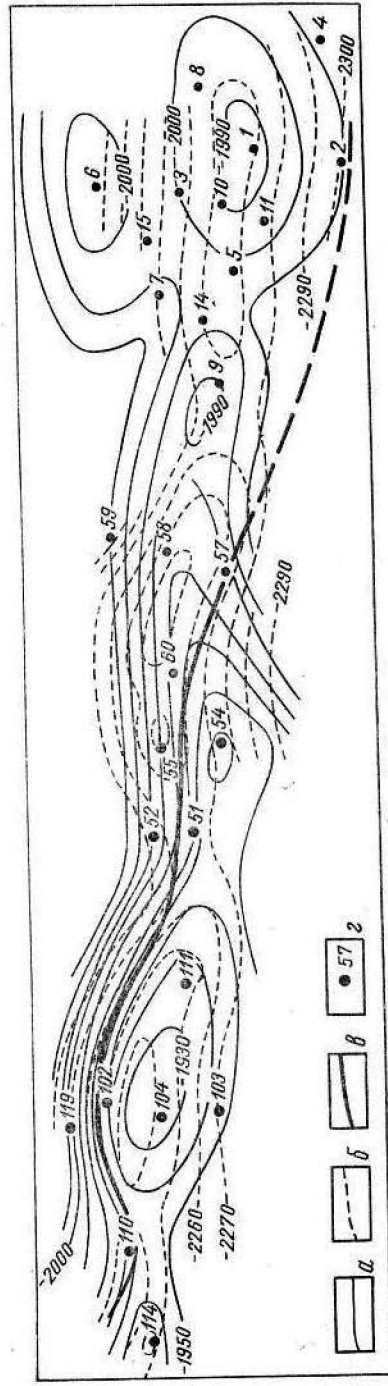


Рис. 2. Структурная карта Самаркинской дислокации по кровле окского надгоризонта (Могутовская, Тремячевская и Твердиловская площади).  
 а—изогипсы по кровле окского надгоризонта; б—скважина

незначительно, закономерно сокращаясь к своду от 276 м в скв. 106 до 241 м в скв. 252.

В ряде скважин этой площади (100, 101, 104, 110 и др.) по керну и шламу отмечаются нефтепроявления — бурый цвет пород, запах нефтяного газа и густая окисленная нефть, выполняющая поры и каверны. Интервалы отбора керна не соответствуют наиболее интересным выделенным по промыслово-геофизическим данным пластам-коллекторам ОКС-I и ОКС-II (скв. 255, ОКС-I 2067—2081 м; ОКС-II 2097—2105 м).

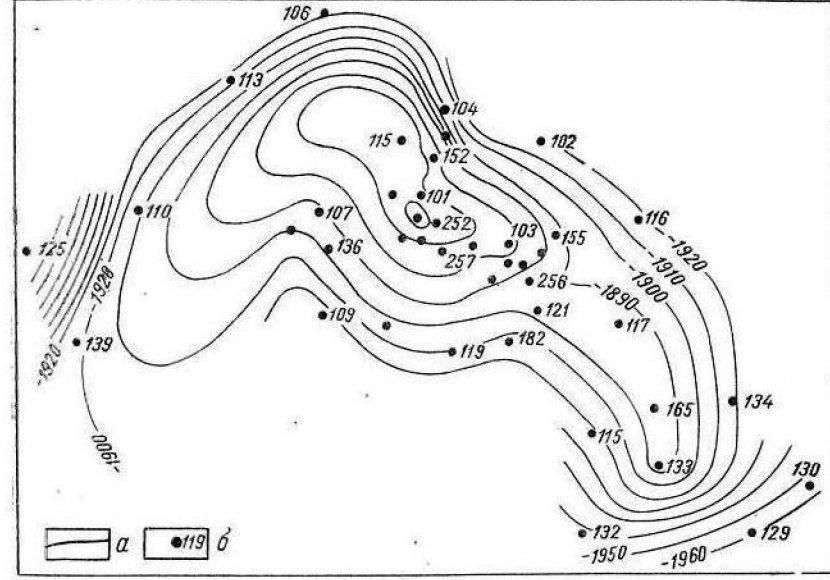


Рис. 3. Структурная карта Покровской площади по кровле окского надгоризонта  
 а—изогипсы по кровле окского надгоризонта; б—скважина

На основании изложенного можно сделать следующие выводы:  
 1) в пределах Оренбургской области верхняя часть окских отложений перспективна для поисков залежей нефти в районах распространения глинисто-карбонатной пачки пород серпуховского надгоризонта, являющейся надежной крышкой;

2) наибольший интерес представляют районы Самаркинской и Южно-Самаркинской зон дислокаций Покровской площади и в целом всей зоны Покровско-Бобровского вала, где среди ангидритовых пластов окского надгоризонта залегают пласты-коллекторы пористо-кавернозных доломитов ОКС-I и ОКС-II.

Л. В. КАЛАМКАРОВ

#### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СХОДСТВА И РАЗЛИЧИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И ГАЛФ-КОСТ

Сравнительный анализ геологического строения и условий нефтегазоносности Прикаспийской впадины и Галф-Кост показывает, что между этими регионами существует сходство [1—12, 14, 15]. Оно проявляется как в отдельных чертах геологического строения, так и в некоторых особенностях нефтегазоносности. В то же время имеющие место различия необходимо учитывать, оценивая перспективы нефтегазоносности Северного Прикаспия.

Прежде всего следует отметить, что Прикаспийская впадина и впадина Галф-Кост являются составными частями двух крупнейших седиментационных бассейнов — Северо-Каспийского и Мексиканского. В тектоническом отношении обе впадины представляют собой глубокие и обширные краевые депрессии Русской и Северо-Американской докембрийских платформ, испытывавшие интенсивное погружение в мезо-кайнозой. Докембрийский кристаллический фундамент в обоих регионах уступообразно погружается в Галф-Кост в сторону Мексиканского залива, а в Прикаспийской впадине от западного и северного бортов к центру впадины. Уступы осложнены системой региональных сбросов. Оба региона выполнены мощной толщей мезозойских и кайнозойских осадков, под которыми распространены палеозойские породы.

В обоих регионах мощности осадочного комплекса резко возрастают в Галф-Кост в направлении Мексиканского залива, в Прикаспийской впадине, по-видимому, от бортов к центру впадины.

Как в Прикаспийской впадине, так и в Галф-Кост комплекс мезо-кайнозойских отложений отличается большим разнообразием литолого-фациального состава. В надсолевом комплексе распространены юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения, причем в обоих регионах эти отложения характеризуются примерно сходными литологическими особенностями.

В этих регионах в мезо-кайнозойском комплексе выделяются крупные погребенные сводовые и валообразные поднятия и прогибы. Надсолевой комплекс исследуемых районов осложняют многочисленные солянокупольные структуры — свыше 1000 в Прикаспийской впадине и до 400 в Галф-Кост.

В рассматриваемых регионах образование солянокупольных структур связано с подъемом соляных масс пермского возраста. Структура надсолевых отложений, околокупольные структуры, распределение сбросовых нарушений и т. п. в Галф-Кост и Прикаспийской впадине во многом сходны. К обеим впадинам примыкают районы, в которых разрабатываются месторождения нефти и газа, приуроченные главным образом к отложениям палеозоя. В пределах самих впадин разрабатываются преимущественно мезозойские и кайнозойские залежи. Локальные ловушки углеводородов в надсолевом комплексе впадин связаны в основном с солянокупольными структурами.

В обоих регионах типы залежей и ловушек нефти и газа, связанных с солянокупольными структурами, во многом сходны.

Как в Прикаспийской впадине, так и в Галф-Кост соляные структуры не всегда продуктивны.

Нефть и газ в этих регионах встречаются по существу по всему разрезу осадочных пород.

В региональном плане основные скопления нефти и газа приурочены к зонам поднятий, которые выделяются в надсолевой толще Галф-Кост и Прикаспийской впадины. Особенно перспективны глубоко погруженные крылья поднятий в зоне их сочленения с сопредельными прогибами. Выявленные и предполагаемые зоны нефтегазоаккумуляции в надсолевом комплексе Прикаспийской впадины во многом подобны аналогичным зонам в Галф-Кост.

Рассматривая основные черты различия геологического строения рассматриваемых областей следует подчеркнуть, что на отдельных этапах геологической истории впадины развивались различно; особенно это относится к палеогену и неогену.

Если влияние геосинклинальной области, расположенной к югу от Прикаспийской впадины, было весьма отдаленным, то на территории Галф-Кост влияние аналогичной области было непосредственным. Это сказалось прежде всего на интенсивности палеогенового опускания в Галф-Кост и характере отложений этого времени, а также на глубине залегания более древних (допалеогеновых) отложений.

Прикаспийская впадина также испытывала аналогичные опускания, которые были связаны с альпийскими складчатыми движениями, но интенсивность и продолжительность их были меньшими, так как эпицентр этих движений находился на территории погребенных герцинид, окаймлявших Прикаспийскую впадину с юга. Последующими движениями территория Прикаспийской впадины была выведена из-под уровня моря, в то время как впадина Мексиканского залива в значительной степени покрыта морскими водами.

Таким образом, если большая часть Прикаспийской впадины расположена на суше, то Галф-Кост по существу представляет собой бортовую часть огромной и глубочайшей впадины Мексиканского залива. Центр впадины находится под водами залива. Мощность осадочной толщи значительно увеличивается по направлению к морю, однако наибольшей величины она, очевидно, достигает в зоне береговой линии и края континентального шельфа.

Общая мощность осадочного чехла в Галф-Кост, по-видимому, превышает 15 км, в центральных частях Прикаспийской впадины 9—10 км. Это различие объясняется тем, что кристаллические фундаменты впадин, возможно, разновозрастны. Кроме того, в Галф-Кост накопление согласно залегающих морских осадков шло непрерывно, во всяком случае, периоды опускания значительно преобладали над периодами подъемов. В поперечных разрезах осадочной толщи в Галф-Кост фиксируется очень малая величина угла наклона пород. Все это способствовало тому, что почти все отделы надсолевого комплекса имеют большую мощность. В Прикаспийской впадине накопление осадков шло более прерывисто, периоды опускания сменялись довольно продолжительными периодами подъемов, чем и объясняется наличие региональных перерывов и несогласий; отделы имеют сравнительно небольшую мощность.

Как уже отмечалось, мезо-кайнозойские отложения обоих регионов характеризуются сходным литологическим составом. Исключение представляет разрез нижнего мела: в Галф-Кост преобладают карбонатные породы, а в Прикаспийской впадине песчано-глинистые.

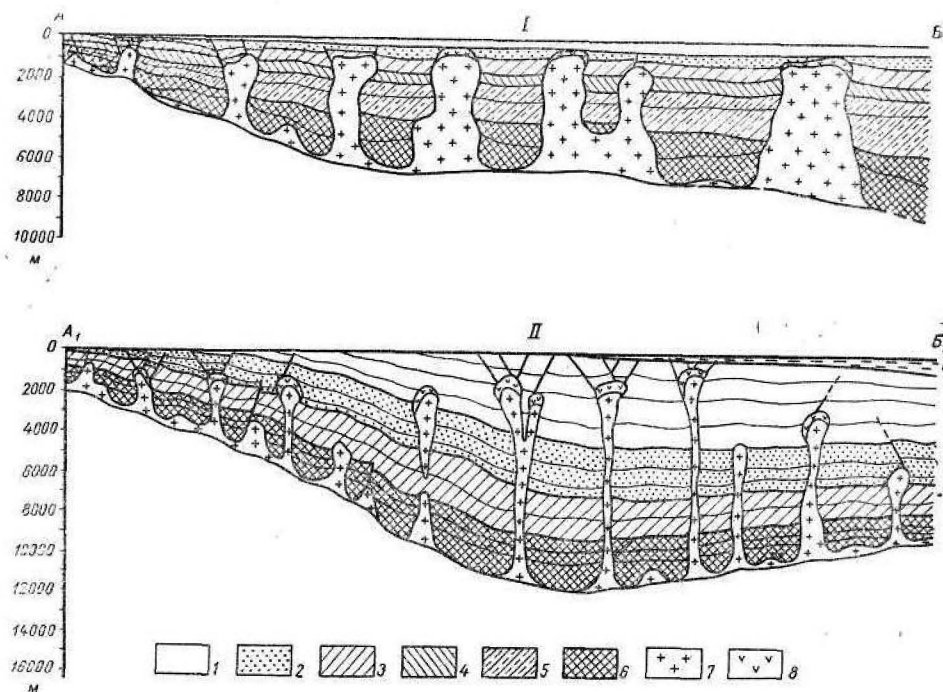
В Прикаспийской впадине площадь распространения солянокупольных структур в 1,5—2 раза больше, чем в Галф-Кост. Однако нужно иметь в виду, что в Галф-Кост обнаруживается все больше и больше соляных структур в зоне континентального шельфа в направлении к Мексиканскому заливу.

Отмечается существенное различие в распределении соляных структур по площади впадин: в Галф-Кост они тяготеют к впадинам, а в Прикаспийской впадине распространены по всей площади региона, включая и поднятия.

В Прикаспийской впадине и в Галф-Кост соляные структуры очень различны как по размерам, так и по форме (рисунок). Соляные структуры Прикаспийской впадины отличаются от соляных структур Галф-Кост довольно пологим очертанием поверхности соляных штоков и сравнительно спокойным характером залегания соляных ядер. В Северном Прикаспии подъем соли не носит такого ярко выраженного диапирового характера, как в Галф-Кост. Соляные диапиры — наиболее распространенный тип соляных структур в Галф-Кост, в Прикаспийской впадине таких структур гораздо меньше. В Галф-Кост площади верхних частей соляных штоков составляют 0,8—3,5 км<sup>2</sup>, а в Прикаспийской впадине площади верхних частей соляных структур и встречающихся здесь соляных массивов от 30—40 до 500 км<sup>2</sup> и более. Развитые в При-

каспийской впадине соляные массивы типа Челкарского площадью до 2700 км<sup>2</sup> в Галф-Кост пока не встречены.

Строение внутренних соляных структур Галф-Кост, развитых в северных частях штатов Техас, Луизиана и в центральной части штата Миссисипи, несколько отличается от строения соляных структур, развитых на побережье и в области континентального шельфа



Схематические разрезы соляных структур Прикаспийской впадины (I) и Галф-Кост (II) по направлению от внутренних бортовых зон (АА<sub>1</sub>) к центральным частям впадин (ББ<sub>1</sub>) (составили Л. В. Каламкарлов, А. П. Шафранов)  
1—четвертичные и неогеновые отложения; 2—палеоген; 3—мел; 4—юра; 5—триас; 6—пермь; 7—соль; 8—кепрок

Мексиканского залива. Солянокупольные структуры внутренних частей впадины в основном неглубокие, конической формы, в сводовых частях наблюдаются разрывные нарушения. Несмотря на то, что в Галф-Кост, в отличие от Северного Прикаспия, развитие солянокупольных структур носит локальный характер, для внутренних соляных структур некоторые исследователи [16, 17] отмечают приуроченность отдельных соляных штоков к глубоко залегающим антиклинальным поднятиям (Мидвей, Магнолия, Бакнер и др.). В последние годы в прибрежных районах Галф-Кост, так же как и в Прикаспийской впадине, выявлены такие формы соляной тектоники, как «соляные гребни» (антиклинали, гряды) [13, 15]. Так, по данным глубокого бурения на побережье штата Луизиана, округи



Лафарг и Террибоне, впервые установлен огромный соляной гребень или массив площадью 518 км<sup>2</sup>, простирающийся с востока на запад [15]. Примечательно то, что этот соляной гребень (массив) на глубине 6000 м объединяет соляные ядра трех типичных для побережья Галф-Кост диапировых солянокупольных структур: Бей-Марченд, Тимбалир-Бей и Кейлоу-Айленд. Предполагается, что этот гребень протягивается далее на восток и охватывает еще две солянокупольные структуры.

По-видимому, в Галф-Кост такие соляные гребни (массивы), объединяющие на большой глубине диапировые солянокупольные структуры, не являются исключением, и с развитием глубокого и сверхглубокого бурения количество выявленных гребней (массивов) будет возрастать.

Соляные гребни Галф-Кост отличаются от соляных гребней Прикаспия большей мощностью осадков межштоковых зон и большей вытянутостью по вертикали соляных штоков, связанных единым основанием.

Так же, как и в Прикаспии, в Галф-Кост особенно значительные по площади соляные гребни (массивы) выявлены (или предполагаются) в центральных наиболее погруженных частях впадин, там, где толща пород осадочного комплекса наиболее мощная. В Прикаспии это центральные районы региона, в Галф-Кост — прибрежная область и район континентального шельфа Мексиканского залива.

Таким образом, если внутренние солянокупольные структуры Галф-Кост несколько напоминают соляные структуры Эмбы, то соляные штоки на побережье Галф-Кост значительно отличаются от соляных структур Северного Прикаспия. В то же время наибольшее количество продуктивных соляных штоков Галф-Кост сосредоточено именно в прибрежном солянокупольном бассейне (около 90% запасов нефти связано здесь с солянокупольными поднятиями). Во внутренней же солянокупольной области из 90 диапировых соляных структур нефтеносны лишь семь.

Солянокупольные структуры прибрежной области отличаются округлыми очертаниями в плане и колоколообразной формой. Глубина залегания соляных ядер и величина соляных структур разнообразны. Прорывая огромную толщу вышележащих осадочных пород, соляные купола вытягиваются в виде высоких конусов, достигающих в некоторых случаях 7—13 тыс. м и более. Соляные штоки, развитые на побережье и в области континентального шельфа Мексиканского залива, по строению и форме особенно сильно отличаются от солянокупольных структур Прикаспийской впадины. Породы, приподнятые у штоков и над штоками, в общем, залегают сравнительно спокойно. В связи с небольшим диаметром и вытянутостью соляных штоков, а также довольно значительными расстояниями между отдельными штоками, межкупольные зоны в Галф-Кост, как правило, более обширны, чем в Прикаспии. Разрывные нарушения вокруг соляного ядра не распространяются на

большую площадь и, как правило, межкупольные зоны ими не осложнены или слабо осложнены, что способствует скоплению здесь довольно крупных залежей нефти и газа. Залежи в антиклиналях над глубоко погребенными солянокупольными структурами на побережье Мексиканского залива содержат 70% запасов нефти и газа прибрежной области. 30% запасов связано со сравнительно неглубокими (термины «неглубокая», «промежуточная», «глубоко погребенная») солянокупольные структуры использованы для того, чтобы показать положение верхней части соляного ядра по отношению к современной дневной поверхности) и многочисленными соляными диапирами. В Прикаспийской впадине вокруг солянокупольных структур в связи с их большими размерами и неоднократными региональными подъемами дислоцированы гораздо большие участки.

Если в Галф-Кост почти у всех соляных штоков имеется мощный кепрок, иногда достигающий 300 м, в Прикаспийской впадине, особенно в Южной Эмбе, кепроки обнаружены пока лишь на единичных соляных структурах.

Отсутствие кепрока, форма поверхности солянокупольных структур, строение и литолого-фациальный состав надсолевых отложений Северного Прикаспия позволяют предполагать, что здесь в отличие от Галф-Кост, мы, по-видимому, имеем дело преимущественно с разрушенными солянокупольными структурами. Так, на территории междуречья Урал—Волга сводовые части большинства неглубоких солянокупольных структур эродированы предакчагыльской трансгрессией.

Определенные различия отмечаются и в общих условиях нефтегазоносности регионов. В Галф-Кост нефть добывается из отложенной верхней юры, нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена и в меньших количествах из четвертичных отложений. В Прикаспийской впадине нефть добывается из отложений пермо-триаса, средней юры, нижнего мела; интенсивные газопроявления отмечены в плиоцене. Такой сдвиг по сравнению с Галф-Кост объясняется значительно меньшей мощностью стратиграфических отделов Прикаспийской впадины.

Таким образом, на основании изложенного можно считать, что если в Галф-Кост общая обстановка осадконакопления, огромная мощность стратиграфических отделов и последующее геологическое развитие благоприятствовали образованию и сохранению значительных скоплений углеводородов, то в Прикаспийской впадине эти геологические условия были несравненно менее благоприятны для образования и особенно сохранения крупных скоплений углеводородов в надсолевом комплексе.

Различия в мощностях стратиграфических отделов в строении и форме соляных структур, их размещении являются существенным фактором, без учета которого нельзя правильно оценивать перспективы нефтегазоносности сравниваемых территорий. Рассматривая перспективы нефтегазоносности в региональном плане,

следует отметить, что если в Галф-Кост с крупными сводовыми поднятиями и их крыльями связаны крупнейшие месторождения нефти и газа (Ист-Техас, Каддо, Родесса, Картедж, Монро и др.), то это объясняется прежде всего тем, что поднятия в Галф-Кост не осложнены соляными штоками, что несомненно благоприятствовало образованию здесь крупных скоплений нефти и газа. В Прикаспийской же впадине соляные структуры распространены на всей территории региона. Поэтому ожидать здесь открытия таких крупных месторождений, как в аналогичных зонах Галф-Кост, не приходится. В региональном плане в надсолевом комплексе Прикаспийской впадины наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности, по-видимому, должны быть зоны выклинивания, связанные как с крыльями крупных региональных поднятий, так и с бортовыми частями впадины. Возможно перспективны в отношении нефтегазоносности зоны разломов, к разведке которых в Северном Прикаспии до настоящего времени еще не приступали.

Если говорить о перспективах локальных структур, то следует отметить, что более или менее крупные месторождения, по нашему мнению, могут быть открыты лишь в межкупольных пространствах в ненарушенных или слабодислоцированных антиклинальных складках над глубоко погруженными солянокупольными структурами. Что же касается неглубоких солянокупольных структур, то с ними, по-видимому, могут быть связаны лишь незначительные мелкие залежи нефти и газа.

В связи с тем, что на обширной территории междуречья Урал—Волга сводовые части большинства солянокупольных структур глубоко эродированы, залежи здесь могли сохраниться лишь в периферийных частях на погруженных крыльях солянокупольных структур. Опыт проведения поисково-разведочных работ на Южной Эмбе, в Галф-Кост, ФРГ [6, 14] подтверждает высокую перспективность крыльев и периферийных участков соляных штоков.

Несомненно перспективны подсолевые отложения. Однако в настоящее время они мало доступны для вскрытия скважинами, особенно в центральных частях Прикаспийской впадины.

Таким образом, при сопоставлении солянокупольных областей Северного Прикаспия и Галф-Кост выявляются как черты сходства, так и черты различия.

Необходимо учитывать всю сумму особенностей геологического строения и нефтегазоносности каждого из исследуемых регионов отдельно. С этой точки зрения и нужно рассматривать перспективы нефтегазоносности, основные направления, методику поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений, а также пути повышения эффективности геологопоисковых и разведочных работ в Северном Прикаспии. Для правильной оценки перспектив нефтегазоносности Прикаспийской впадины не следует механически переносить все условия скопления и сохранения углеводородов в Галф-Кост на Прикаспийскую впадину.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштадт Г. Е.-А. К вопросу об оценке перспектив нефтегазоносности солянокупольной области Северного Прикаспия. Труды ВНИГРИ, вып. 163, геол. сб. № 5, 1960.
2. Бакиров А. А. О классификации и геотектонических закономерностях размещения крупных территорий региональных зон нефтегазоаккумуляций в земной коре. Труды МИНХИГП, вып. 24, 1959.
3. Губкин И. М. Избранные сочинения, т. I и II. Изд. АН СССР, 1953.
4. Днепров В. С. Нефтяные месторождения и разведанные площади Эмбенской нефтеносной области. Гостехиздат, 1959.
5. Каламкарров Л. В. Некоторые закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений в районе Галф-Кост и Прикаспийской впадины. Геология нефти и газа, № 5, 1962.
6. Каламкарров Л. В., Васильев Ю. М., Чарыгин М. М. Особенности распространения нефти и газа в солянокупольных областях. Геология нефти и газа, № 3, 1963.
7. Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. Нефтяное хозяйство, № 10, 1954.
8. Китык В. И. Условия образования соляных структур. Изд. АН УССР, 1963.
9. Коробов С. С., Старосельский В. И. Об особенностях геологического строения и нефтегазоносности солянокупольных регионов Мексиканской и Прикаспийской впадин. Научно-технический сборник по геологии, разведке, транспорту и использованию природного газа. Изд-во «Недра», 1965.
10. Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Труды ГИН АН СССР, вып. 29, 1960.
11. Пермяков И. Г. Условие залегания нефти и дальнейшее направление разведок в Эмбенской области. Сб. «Большая Эмба», т. I. Изд. АН СССР, 1937.
12. Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.
13. Шафранов А. П. Особенности строения солянокупольных структур, центральной части междуречья Урал—Волга. Труды МИНХ и ГП, вып. 43, 1963.
14. Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Каламкарров Л. В., Мильничук В. С., Скворцов И. И. Закономерности распределения нефти и газа в Прикаспийской впадине. Изд-во «Недра», 1964.
15. Atwater G. I., Forman Mc. L. J., Nature of growth of Southern Louisiana salt domes and its effect on petroleum accumulation. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 43, N 17, 1959.
16. Vogthausen M. Gulf Coast tectonics. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 42, N 2, 1958.
17. Hanna M. A. Geology of Gulf Coast Salt Domes. In Problems of Petroleum Geology, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1934.

Н. Г. СТЕПИНА, С. С. ЕДРЕНКИН,  
М. М. ЧАРЫГИН

#### ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ОСТРАКОД БАШКИРСКОГО ЯРУСА НА ПРИМЕРЕ РОДИНСКОЙ ПЛОЩАДИ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Определение возраста пород невозможно без использования палеонтологических данных. Однако в керне буровых скважин макрофауна сохраняется редко, обычно в плохом состоянии, поэтому большое внимание при обработке результатов бурения уделяется микрофауне: фораминиферам и остракодам.

При изучении каменноугольных разрезов долгое время первое место отводилось фораминиферам. Стратиграфическая разбивка отложений башкирского яруса Оренбургской области построена по фораминиферам, в основном по фузулинидам. Но определение возраста пород только по фауне фораминифер недостаточно, необходимо изучать другие группы фауны. Авторами настоящей статьи исследованы остракоды, широко распространенные в карбонатном разрезе башкирского яруса Оренбургской области. Ввиду того, что ранее такие исследования не проводились, трудно дать заключение о возрасте пород. Сделана попытка выявить приуроченность остракод к определенным типам пород. Среди карбонатных пород башкирского яруса можно выделить:

1. Водорослево-фораминиферовые, органогенно-оолитовые и переотложенные известняки светло-серого, почти белого цвета, довольно рыхлые, пористые, с многочисленными органическими остатками (обломки брахиопод, членики криноидей, водоросли).

По данным литолого-петрографических исследований эти породы характеризуются почти полным отсутствием пелитоморфного цемента. Образовались они в мелководном морском бассейне. В этих литологических разностях встречается фауна остракод хорошей сохранности, разнообразная в видовом и количественном отношении. Наибольшим распространением пользуются представители родов *Glyptopleura* Girty, *Kirkbya* Jones, *Scrobicula* Posner. Преобладают толстостенные формы с хорошо развитой скульптурой.

В оолитовых известняках, образовавшихся в зоне интенсивного волнения моря, остатки остракод окатаны и трудно определимы.

В переотложенных разностях найдены образования, по форме напоминающие раковины остракод. Возможно, это сильно измененный переотложенный комплекс этой группы микрофауны.

Карбонатные породы, которые образуются в мелководных условиях, особенно сильно подвержены влиянию вторичных процессов сульфатизации и кальцитизации. В таких перекристаллизованных разностях раковины остракод кристифицированы и неопределимы.

2. Органогенно-обломочные известняки с обильным пелитоморфным цементом, крепкие, плотные, серого и темно-серого цвета. Фауна в них малочисленна и однообразна. Обнаружены незначительные скопления стертых фораминифер, единичные членики криноидей, растительные остатки. Литологические исследования позволяют считать эти породы образованиями относительно глубоководного бассейна. Остракоды здесь более редкие и представлены многочисленными представителями родов *Bairdia* McCoy, *Paraparchites* Ulrich et Bassler.

В доломитах остракоды не встречены.

Таким образом, устанавливается приуроченность этой группы фауны к определенным фациальным условиям: в относительно мелководном бассейне преобладают толстостенные, массивные формы с хорошо развитой скульптурой—представители родов *Glyptopleura* Girty, *Kirkbya* Jones, *Scrobicula* Posner. На поверхности створок видны параллельные, часто концентрические ребра, иногда ребра оканчиваются у заднего конца шипами. Встречаются формы с ячеистой, ямчатой, шероховатой поверхностью, на которой в свою очередь имеются бугры, ребра, ямки. Вышеперечисленные формы, очевидно, были приспособлены к жизни в бассейне с нормальной соленостью, в условиях морских волнений и выработали соответствующую скульптуру против механических повреждений.

В относительно глубоководных условиях встречены особи родов *Bairdia* McCoy, *Paraparchites* Ulrich et Bassler с гладкими раковинами, которые, по всей вероятности, жили в спокойных глубоководных водах.

Проведенные исследования позволили выявить некоторые закономерности распространения фауны остракод в различных литологических разностях башкирских известняков.

В дальнейшем, по мере накопления фактического материала, представится возможным использовать фауну остракод для более достоверной стратификации отложений башкирского яруса. При этом необходимо учитывать, к каким фациальным разностям приурочена эта группа фауны.

Р. Н. БАКИРОВА

### О ДОРАЗВЕДКЕ РОМАДАНОВСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОГО БОРТА ПРЕДУРАЛЬСКОГО ПРОГИБА

Тектонике Восточного борта Предуральского прогиба посвящен ряд работ [1—8].

Предуральская депрессия представляет собой предгорный прогиб, протягивающийся в меридиональном направлении между платформой на западе и складчатым Уралом на востоке. Заложение прогиба относится к среднему карбону, однако интенсивное развитие его началось с перми и продолжалось до конца герцинской эпохи тектогенеза.

Восточная граница депрессии проводится по выходам артинских отложений, а западная — вдоль восточного склона платформы и совпадает с гравиметрической ступенью. Ось прогиба намечается предположительно по данным общей гравиметрической съемки и сейсморазведки (рис. 1).

В Предуральской депрессии с востока на запад выделяются три фациально-тектонические зоны почти меридионального простирания:

1) зона прибрежных терригенных осадков, примыкающая к складчатой Уральской области; 2) зона развития глубоководных осадков сакмаро-артинского возраста, в пределах которой с востока на запад терригенные грубообломочные прибрежные отложения постепенно замещаются галогенно-карбонатными; 3) зона развития известняковых массивов рифовой фации.

Отложения восточной зоны смяты в складки, осложнены дизъюнктивными нарушениями и протягиваются на десятки километров. В зоне развития глубоководных осадков сакмаро-артинского возраста развиты узкие антиклинальные складки Кинзебулатовского типа. К этим складкам приурочены нефтяные месторождения (рис. 2).

В геологическом разрезе Предуральской депрессии можно встретить осадочные породы всех возрастов, начиная от додевонского (ашинская свита) и кончая палеогеновыми. Продуктивны отложения девона, карбона и перми.

Наиболее перспективными являются ассельско-сакмаро-артинские отложения нижней перми, представленные трещиноватыми известняками и доломитами с прослойками мергелей и глин. Промышленная нефтеносность этих отложений доказана бурением.

В полосе антиклинальных складок Кинзебулатовского типа выделяются с севера на юг несколько структур (рис. 2). Салиховская антиклиналь имеет размеры по контуру нефтеносности  $1 \times 4$  км. Южнее Салиховской складки расположена более крупная антиклиналь — Кинзебулатовская, вытянутая почти в меридиональном направлении. Размеры месторождения, открытого в пределах этой структуры,  $1 \times 8$  км (по контуру нефтеносности). Восточное крыло складки осложнено разрывным нарушением взбросового типа.

Полоса кулисообразно расположенных антиклинальных складок продолжается далее на юг, глубина залегания продуктивных горизонтов увеличивается. Здесь бурением окольцованы Татьянаовская, Ромадановская и Воскресенская антиклинали. К последней приурочено нефтяное месторождение.

К югу от Воскресенской расположены Араслановская, Южно-Араслановская и Волостновская антиклинали (см. рис. 2). В скважинах, пройденных на Волостновской и Араслановской структурах, при опробовании каменноугольных отложений получен фонтан нефти дебитом 22 т/сутки.

Юго-восточнее Волостновской нефтеносной структуры сейсморазведкой (МОВ и КМПВ) детально закартировано крупное Под-

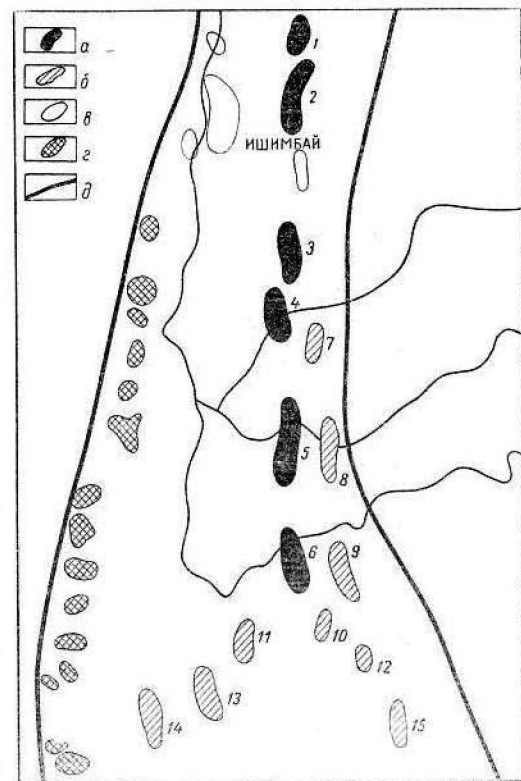


Рис. 1. Обзорная карта южной части Предуральского прогиба

а—антиклинали, к которым приурочены промышленные нефтяные месторождения: 1—Салиховская; 2—Кинзебулатовская; 3—Ромадановская; 4—Воскресенская; 5—Араслановская; 6—районы, перспективные для поисков антиклинальных структур; 7—Кузлинский; 8—Басурмановский; 9—Андреевский; 10—Подгорновский; 11—Рамеевский; 12—Калдаровский; 13—Белоглинский; 14—Старо-Отрадинский; 15—Саратовский; в—структуры без залежей нефти; г—рифовые массивы; д—границы Предуральского прогиба

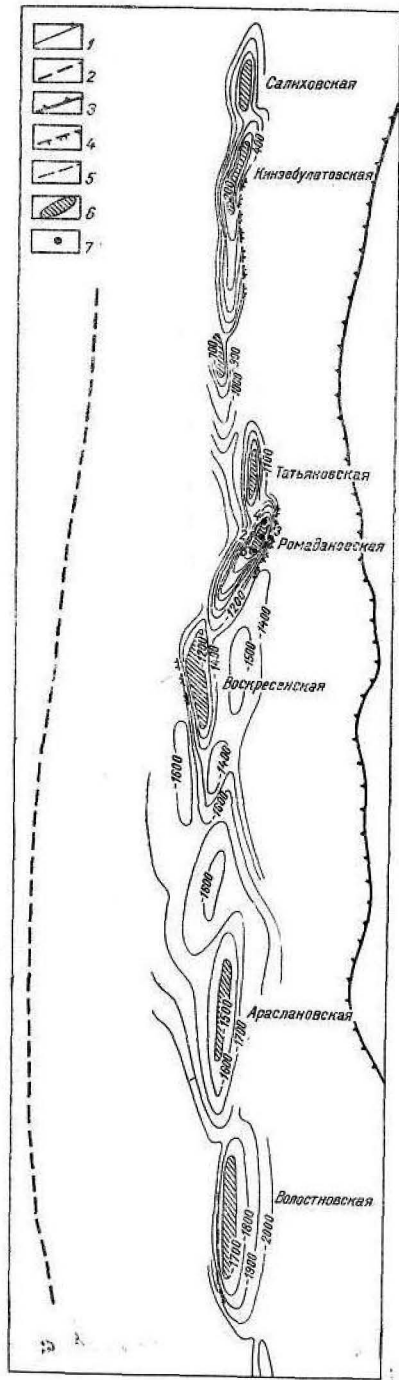


Рис. 2. Структурная карта продуктивных площадей южной части Предуральского прогиба. 1—стратоногипсы кровли артинского яруса; 2—осевая линия Предуральского прогиба; 3—условная восточная граница Предуральского краевого прогиба; 4—разломы по данным бурения; 5—разломы по данным геофизических работ; 6—свод структур по данным геофизики и бурения; 7—скважины проектные

горновское поднятие (амплитуда по артинским отложениям более 1000 м) и Саратовское, где в скв. 1 получен промышленный приток газа из трещиноватых мергелей и известняков верхнего карбона.

Западнее Подгорновско-Саратовской зоны поднятий сейсморазведочными работами выявлены еще четыре крупные структуры: Тавокановская, Рамеевская, Белоглинская и Старо-Отрадинская.

Все они представляют большой интерес для поисков нефти и газа в отложениях карбона и девона.

Весьма важным для восточного борта Предуральского прогиба является вопрос о соотношении структурных планов сакмаро-артинских отложений и нижележащих горизонтов. Эта проблема изучена недостаточно, однако геофизические исследования Араслановской и Волостновской антиклиналей показывают общее соответствие структурных планов сакмаро-артинских, каменноугольных и девонских отложений.

На современном этапе развития нефтепоисковых работ в описываемом районе большое внимание уделяется Ромадановской структуре. Она имеет асимметричную коробчатую форму и размеры  $9 \times 15$  км, с углами наклона крыльев: восточного  $28^\circ$ , западного  $32^\circ$ . Амплитуда поднятия по кунгуру составляет около 1000—1250 м. Восточное крыло складки осложнено разрывным нарушением взбросового типа. Свод Ромадановской структуры расположен на 400 м выше свода Воскресенской и имеет северо-восточное простирание (см. рис. 2).

Однако при таком резко выраженном строении складки отложения артинского и сакмарского ярусов нижней перми и верхнего карбона (мергели и сильно глинистые известняки) слабо трещиноваты. Пористые известняки и доломиты среднего карбона, залегающие гипсометрически значительно выше водонефтяного контакта Воскресенского месторождения, водоносны.

При испытании Ромадановской скв. 22 получена нефть, а в скв. 26, 28 и др., расположенных гипсометрически выше скв. 22, — вода.

Приведенные данные позволяют предполагать наличие седловины между Воскресенской и Ромадановской структурами, а в пределах Ромадановской — присутствие дизъюнктивных нарушений, затрудняющих миграцию нефти.

Наиболее полно изучена бурением южная часть Ромадановской складки, менее — северная. Автор считает, что для изучения северной части структуры необходимо бурение пяти разведочных скважин общим метражом 10 000 м. Расположение скважин показано на рис. 2. Учитывая возможное несоответствие структурного плана артинских отложений с нижележащими, заложение скважин предусматривается по двум профилям: вкрест простирания складки (по артинским отложениям) и по простиранию ее. Каждый профиль состоит из двух-трех скважин. Четыре скважины должны достигнуть подошвы нефтеносных верхнекаменноугольных отложе-

ний (скв. 2, 3, 4, 5). Проектирование скважин осуществляется с учетом данных, полученных при разведке Воскресенской площади.

Первоочередную скв. 1 предлагается пробурить в своде складки по артинским отложениям до кровли ашинской свиты. Место заложения и глубина скв. 1 определяются тем, что глубокая скважина, пробуренная в своде Кинзебулатовской структуры, встретила интенсивные нефтепроявления в такатинских слоях девонского возраста.

Ввиду возможного присутствия дизъюнктивных нарушений в каменноугольных и девонских отложениях местоположение скв. 2 и 3 будет уточнено по результатам бурения скв. 1. Предварительно эти скважины проектируются соответственно в 900 м к востоку и 1050 м к западу от скв. 1. Бурение скв. 4 и 5 зависит от предшествующих результатов.

Как установлено ранее, нефтяная залежь Ромадановского месторождения, приуроченная к отложениям нижнепермского и каменноугольного возраста, по типу является массивной и не имеет газовой шапки. Мощность этажа нефтеносности изменяется от 51 до 200 м.

Предлагаемый проект доразведки Ромадановской структуры позволит: 1) изучить строение северной части складки; 2) проследить далее на север дизъюнктивное нарушение, осложняющее ее восточное крыло; 3) изучить коллекторские свойства нижнекаменноугольных и девонских отложений; 4) оконтурить нефтяную залежь и подсчитать запасы нефти в продуктивных отложениях нижнепермского и верхнекаменноугольного возраста.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А. А. Тектоника Ишимбайского Приуралья. БМОИП, нов. сер., вып. 7, 1947.
2. Ованесов Г. П. Формирование залежей нефти и газа в Башкирии, их классификация и методы поисков. Госолтехиздат, 1962.
3. Страхов Н. М. Очерки геологии кунгура Ишимбайского нефтеносного района. БМОИП, нов. сер., вып. 5, 1947.
4. Трофимук А. А. Урало-Поволжье — новая нефтяная база СССР. Госолтехиздат, 1957.
5. Шапов Д. Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбайского Приуралья. Вопросы разработки нефтяных месторождений. Труды УфНИИ, вып. 11, 1957.
6. Шапов Д. Ф. Условия формирования нефтяных месторождений Предуральской депрессии. Геология нефти и газа, № 8, 1959.
7. Яруллин К. С. Основные черты строения средней части Предуральского прогиба. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Сб. по полезным ископаемым и геологии Южного Урала, вып. 4, Башкиргоиздат, 1959.
8. Хатьянов Ф. И., Насыров С. С. Методика поисков газонефтеносных структур в Башкирско-Оренбургском Приуралье. Башкиргоиздат, 1960.

В. Г. КУЗНЕЦОВ

#### ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ФОТОМЕТРИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

В турнейских отложениях Оренбургской области выделяются три группы фаций [4]. Породы мелководных шельфовых фаций представлены шламowymi, сгустковыми, органогенно-обломочными и микрозернистыми известняками, местами доломитизированными. В осевой части зоны Камско-Кинельской впадины развиты относительно глубоководные тонкослоистые карбонатно-глинистые и кремнисто-карбонатно-глинистые сланцы, мергели, обломочные, тонкошламовые, спиккуловые и кристаллические известняки и доломиты. По бортам впадины развиты рифы, представленные главным образом доломитами и сильно измененными перекристаллизованными и доломитизированными известняками (рис. 1, а, в).

По методике В. И. Данчева [2, 3] была изучена цветность 340 образцов турнейских пород из 34-х скважин, пройденных на 23-х разведочных и эксплуатационных площадях; для сравнения использованы результаты 18-ти анализов доманиковых пород верхнего девона. Установлена тесная зависимость цвета от фациальных и тектонических условий образования осадков (рис. 1).

Для комплектования представительной и достоверной выборки при отборе образцов была применена комбинированная методика выборки [8]. С одной стороны, выборка была направленной — образцы отбирались из основных групп фаций и всех типов пород, с другой, — она носила случайный характер, так как равномерно охватывала всю изученную территорию. Такая смешанная выборка позволяет количественно охарактеризовать отложения разных фаций и качественно сравнивать их между собой.

В работе рассматривается отражательная способность пород или черная компонента цвета, которая обусловлена главным образом содержанием в породе органического углерода и нерастворимого остатка [2, 3]. Был построен ряд гистограмм содержания

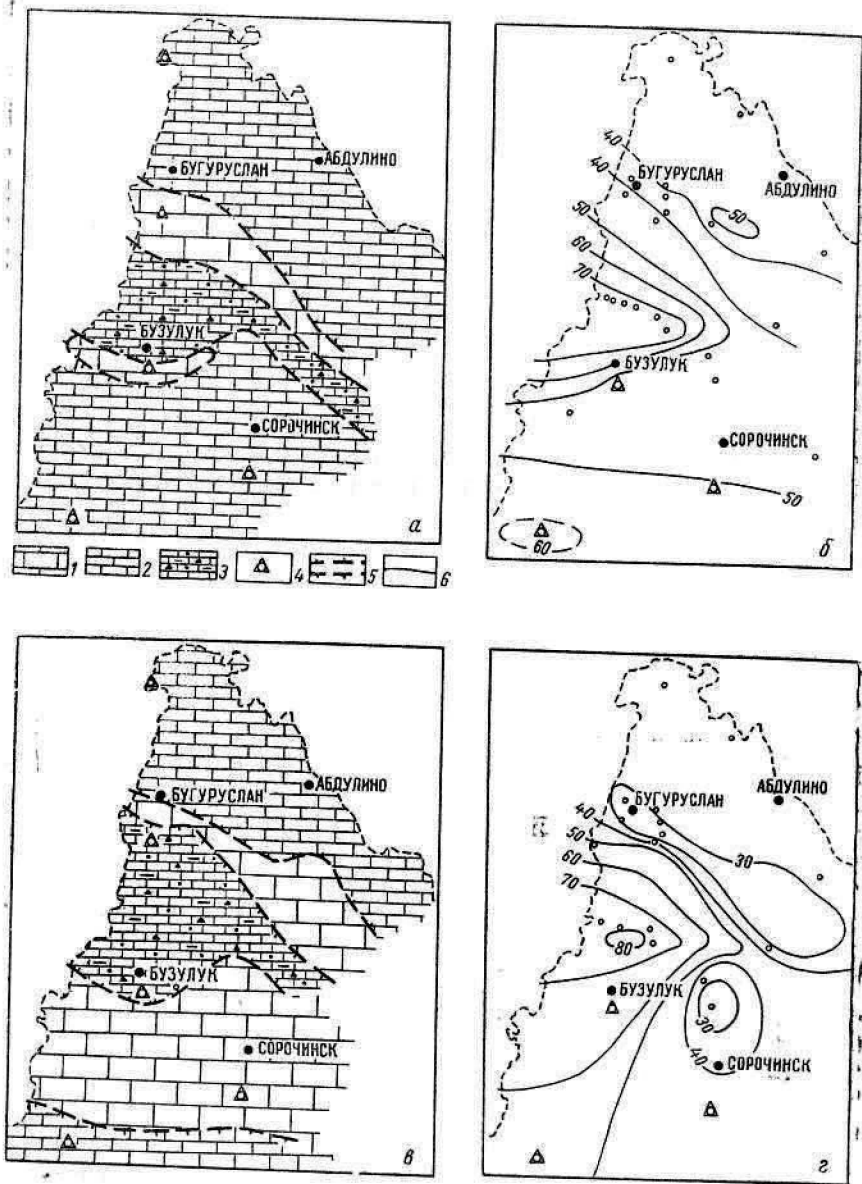


Рис. 1. Схематические фациальные карты и карты содержания черного в окраске пород (составили В. Г. Кузнецов и В. Г. Буканов).  
 Чернышинский надгоризонт: а—фациальная схема; б—карта содержания черного в окраске пород; Заволжские слои: в—фациальная схема; г—карта содержания черного в окраске пород. 1—рифовые фации; 2—шельфовые фации; 3—депресссионные фации; 4—опорные и параметрические скважины; 5—фациальные границы; 6—изохромы

черного в окраске пород. Вычислялось среднее арифметическое значение  $\bar{S} = \frac{\sum S_i}{n}$ . Мода рассчитывалась по формуле

$$M_0 = L + c \left( \frac{d_1}{d_1 + d_2} \right),$$

где  $L$  — начало модального разряда;  
 $d_1$  и  $d_2$  — разности между частотой модального разряда и частотой предшествующего и последующего разряда;  
 $c$  — величина разряда (в случае унимодальных распределений имеется одно значение моды, при бимодальных и мультимодальных распределениях рассчитывались моды всех вершин и за основную бралась мода максимальной вершины). За меру рассеяния принималась ширина распределения, которая оценивалась наименьшим и наибольшим элементами выборки  $S_{\min}$  и  $S_{\max}$ . Указывается объем выборки  $n$ . Все значения сведены в таблицу.

При объеме совокупности 340 анализов степень вероятности примерно равна 0,93 с допустимой ошибкой  $\varepsilon = 0,05$  [5]. При уменьшении объема выборки (например, при разделении по возрасту и фациям) достоверность резко снижается, сравнение возможно при значительной статистической устойчивости распределений.

Величина разряда 5% черного цвета, количество разрядов меняется в зависимости от числа анализов, используемых при построении отдельных гистограмм.

Распределение черного в окраске пород турнейского яруса явно асимметрично с положительной косостью ( $M_0 = 31,39\% < \bar{S} = 45\%$ ) и по форме близко к логнормальному (рис. 2, а). Аналогичны распределения черного в породах чернышинского надгоризонта и заволжских слоев (рис. 2, б, г). Результаты 30-ти анализов пород лихвинского надгоризонта (рис. 2, в) не позволяют говорить о типе распределения, не учитывая, что и здесь  $M_0 < \bar{S}$ ; можно полагать подобное же распределение. Известно, что случайная величина распределена логарифмически нормально, если ограничено число причин, от которых она зависит, и доминирует одна из них [9]. Если брать все отложения турнейского яруса, то таким определяющим фактором цвета является повышенное содержание органического вещества (концентрации его достигают нескольких процентов). Видимо, это и обуславливает логнормальное в целом распределение черного в окраске пород. Дополнительно можно отметить, что в целом заволжские отложения светлее чернышинских ( $\bar{S}$  равны соответственно 39 и 51%, а  $M_0$  30,8 и 42,42%).

Однако рассмотренные гистограммы явно многовершинны, т. е. значение величины  $S$  зависит от ряда факторов. Для их выяснения построены гистограммы цвета пород по группам фаций—для шельфовых и рифовых фаций северной части области, депрессионных фаций, а также шельфовых и рифовых фаций южной части

Основные значения содержания черного в различных фациях турнейского яруса

Возраст	Северные шельфовые фации	Северные рифовые фации	Суммарные значения северных мелководных фаций	Депрессионные фации
Чернышинский надгоризонт	$n = 79$ $M_0' = 32,5$ $\bar{S} = 39$ $M_0'' = 42,36$ $S_{min} = 9$ $M_0''' = 52,5$ $S_{max} = 60$ $M_0 = 42,36$	$n = 8$ $\bar{S} = 44$ $S_{min} = 37$ $S_{max} = 63$ $M_0 = 42,22$	$n = 87$ $\bar{S} = 39$ $S_{min} = 9$ $S_{max} = 63$	$n = 56$ $M_0' = 43,33$ $\bar{S} = 73$ $M_0'' = 53,33$ $S_{min} = 41$ $M_0''' = 63,76$ $S_{max} = 92$ $M_0^{IV} = 77,5$ $M_0 = 77,5$
Лихвинский надгоризонт	$n = 11$ $M_0' = 28$ $\bar{S} = 30$ $M_0'' = 41,66$ $S_{min} = 15$ $S_{max} = 44$ $M_0 = 28$		$n = 11$ $\bar{S} = 30$ $S_{min} = 15$ $S_{max} = 44$	$n = 9$ $\bar{S} = 52$ $S_{min} = 37$ $S_{max} = 72$ $M_0 = 47,86$
Заволжские слои	$n = 63$ $M_0' = 33,64$ $\bar{S} = 33$ $M_0'' = 45,72$ $S_{min} = 10$ $S_{max} = 53$ $M_0 = 33,64$	$n = 37$ $M_0' = 16,66$ $\bar{S} = 29$ $M_0'' = 28,58$ $S_{min} = 13$ $S_{max} = 65$ $M_0 = 23,58$	$n = 100$ $\bar{S} = 31$ $S_{min} = 10$ $S_{max} = 65$	$n = 19$ $M_0' = 58,75$ $\bar{S} = 75$ $M_0'' = 91,25$ $S_{min} = 50$ $S_{max} = 97$
Суммарные значения	$n = 153$ $\bar{S} = 36$ $S_{min} = 9$ $S_{max} = 60$	$n = 45$ $\bar{S} = 32$ $S_{min} = 29$ $S_{max} = 65$	$n = 193$ $M_0' = 31,68$ $\bar{S} = 34$ $M_0'' = 41,35$ $S_{min} = 9$ $S_{max} = 65$ $M_0 = 31,68$	$n = 84$ $M_0' = 62$ $\bar{S} = 71$ $M_0'' = 77,5$ $S_{min} = 37$ $M_0''' = 90,55$ $S_{max} = 97$ $M_0 = 77,5$

Продолжение

Возраст	Южные рифовые фации	Южные шельфовые фации	Суммарные значения южных мелководных фаций	Суммарные значения
Чернышинский надгоризонт	$n = 4$ $\bar{S} = 42$ $S_{min} = 32$ $S_{max} = 53$ $M_0 = 42,5$	$n = 30$ $M_0' = 27,5$ $\bar{S} = 45$ $M_0'' = 50$ $S_{min} = 23$ $M_0''' = 71,66$ $S_{max} = 73$ $M_0 = 50$	$n = 34$ $\bar{S} = 45$ $S_{min} = 23$ $S_{max} = 73$	$n = 177$ $M_0' = 33,64$ $\bar{S} = 51$ $M_0'' = 42,42$ $S_{min} = 9$ $M_0''' = 52,50$ $S_{max} = 92$ $M_0^{IV} = 75,0$ $M_0 = 42,42$
Лихвинский надгоризонт		$n = 10$ $M_0' = 27,0$ $\bar{S} = 36$ $M_0'' = 45$ $S_{min} = 13$ $S_{max} = 66$ $M_0 = 27,0$	$n = 10$ $\bar{S} = 36$ $S_{min} = 13$ $S_{max} = 66$	$n = 30$ $M_0' = 27,5$ $\bar{S} = 39$ $M_0'' = 46,43$ $S_{min} = 13$ $S_{max} = 72$ $M_0 = 27,5$
Заволжские слои	$n = 14$ $M_0' = 28$ $\bar{S} = 42$ $M_0'' = 48,75$ $S_{min} = 25$ $S_{max} = 63$ $M_0 = 48,75$		$n = 14$ $\bar{S} = 42$ $S_{min} = 25$ $S_{max} = 63$	$n = 133$ $M_0' = 30,8$ $\bar{S} = 39$ $M_0'' = 46,25$ $S_{min} = 10$ $M_0''' = 91,25$ $S_{max} = 97$ $M_0 = 30,8$
Суммарные значения	$n = 18$ $\bar{S} = 42$ $S_{min} = 25$ $S_{max} = 63$	$n = 40$ $\bar{S} = 43$ $S_{min} = 13$ $S_{max} = 73$	$n = 58$ $M_0' = 27,3$ $\bar{S} = 43$ $M_0'' = 47,5$ $S_{min} = 13$ $S_{max} = 73$ $M_0 = 47,5$	$n = 340$ $M_0' = 31,39$ $\bar{S} = 45$ $S_{min} = 9$ $M_0'' = 42,29$ $S_{max} = 97$ $M_0''' = 73,75$ $M_0 = 31,39$

Примечание:  $n$ —число анализов; значения  $S$  и  $M_0$  в процентах.



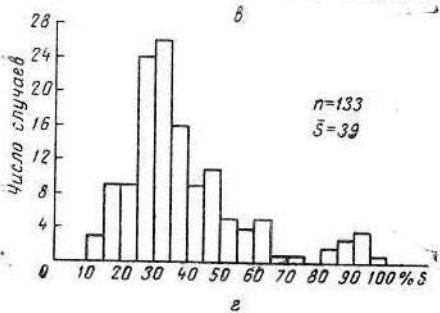
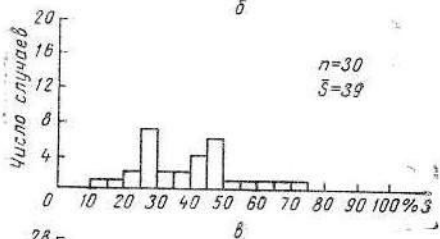
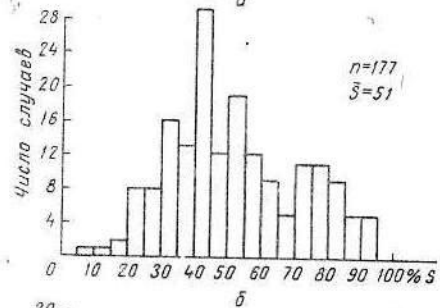
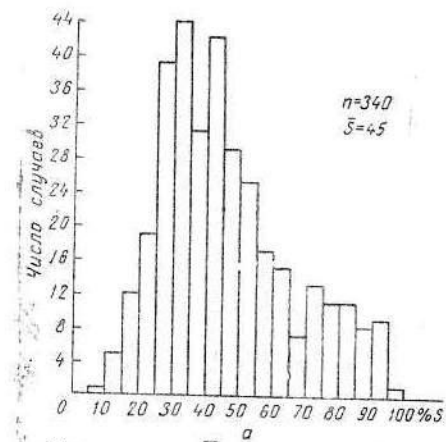


Рис. 2. Гистограммы содержания черного в окраске пород стратиграфических комплексов.  
а—турнейский ярус; б—чернышинский надгоризонт; в—лихвинский надгоризонт; г—заволжские слои

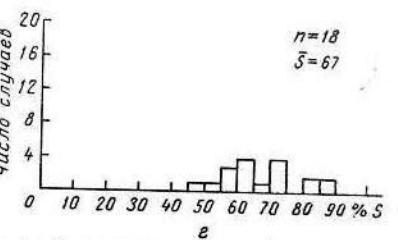
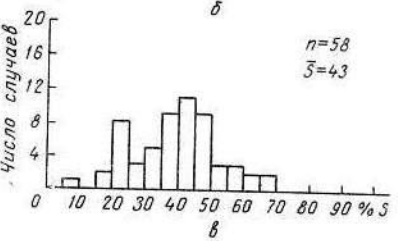
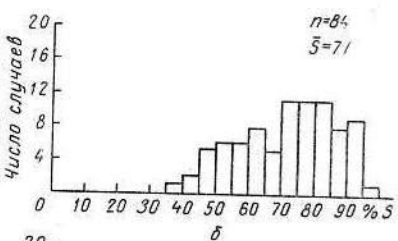
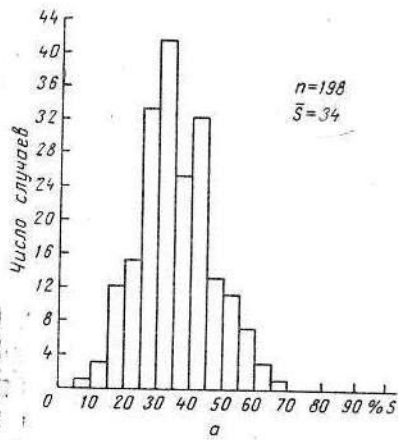


Рис. 3. Гистограммы содержания черного в окраске пород разных фаций.  
а—шельфовые и рифовые фации северной части области; б—депресссионные фации; в—шельфовые и рифовые фации южной части области; г—доманиковский горизонт франского яруса

(рис. 3). Данные параметра  $S$  пород шельфовых и рифовых фаций распределены, в общем, нормально,  $S$  и  $M_0$  отличаются сравнительно мало (рис. 3, а, в; 5, А, 1). Южные разрезы более темные: если для северных  $S=34\%$ ,  $M_0=31,68\%$ , то для южных  $\bar{S}=43\%$ ,  $M_0=47,5\%$ . Достаточные условия возникновения приближенно нормального распределения возникают при суммировании большого числа взаимно независимых слагаемых, каждое из которых может иметь любое распределение [5]. Мультимодальный характер распределений также свидетельствует о суммировании ряда факторов — содержания нерастворимого остатка, полуторных окислов, органического углерода (кларковых концентраций) и др.

Распределение черного в окраске пород депрессионных фаций (рис. 3, б) асимметрично с отрицательной костью ( $M_0=77,5\%$ ,  $\bar{S}=71\%$ ). Это служит еще одним примером отмечавшегося в литературе [1, 6, 7] факта, что при высоких значениях изучаемой величины распределение отрицательно асимметрично и, возможно, становится нормальным не при значениях  $\xi=\lg x$ , а при  $\xi=\lg(1-x)$  [1]. Может быть это связано с тем, что модальная величина приближается к максимально возможной. Отметим также, что по цветовой характеристике породы депрессионных фаций близки доминирующим ( $\bar{S}=67\%$ ) и их гистограммы также бимодальны с минимумом в значениях 65—70% (см. рис. 3).

Следующая серия гистограмм (рис. 4) отражает цвет пород различных фаций разного возраста. Для заволжских пород северной части области характерна светло-серая окраска ( $\bar{S}=33\%$ ) и намечается две моды — основная (33,64%) и дополнительная (45,72%). Чернышинские отложения более темные ( $\bar{S}=39\%$ ) и более разнообразны по цвету: выделяются три вершины с модами соответственно 32,5, 42,36 и 52,5%.

Породы заволжских рифов северного обрамления Камско-Кинельской впадины резко обелены ( $\bar{S}=29\%$ ), причем распределение бимодально ( $M_0'=16,66\%$ ,  $M_0''=28,58\%$ ). Имеющиеся два значения свыше 60% из низов заволжских слоев Ивановки относятся практически к иным фациям (переходным и депрессионным). Цвет пород чернышинских рифов близок к шельфовым породам ( $\bar{S}=44\%$ ,  $M_0=42,22\%$ ).

Породы депрессионных фаций заволжских слоев четко разделены на две группы с модами соответственно 58,75 и 91,25%. Резко выраженная отрицательная кость в распределении второй группы, видимо, подтверждает мысль о том, что такие распределения возникают при приближении моды (в данном случае 91,25%) к предельным значениям. Чернышинские отложения близки по цвету ( $\bar{S}=73\%$ ). В левой части гистограммы обособляются несколько дополнительных вершин. Статистически наиболее устойчивым является понижение встречаемости в интервале значений черного 65—70%.

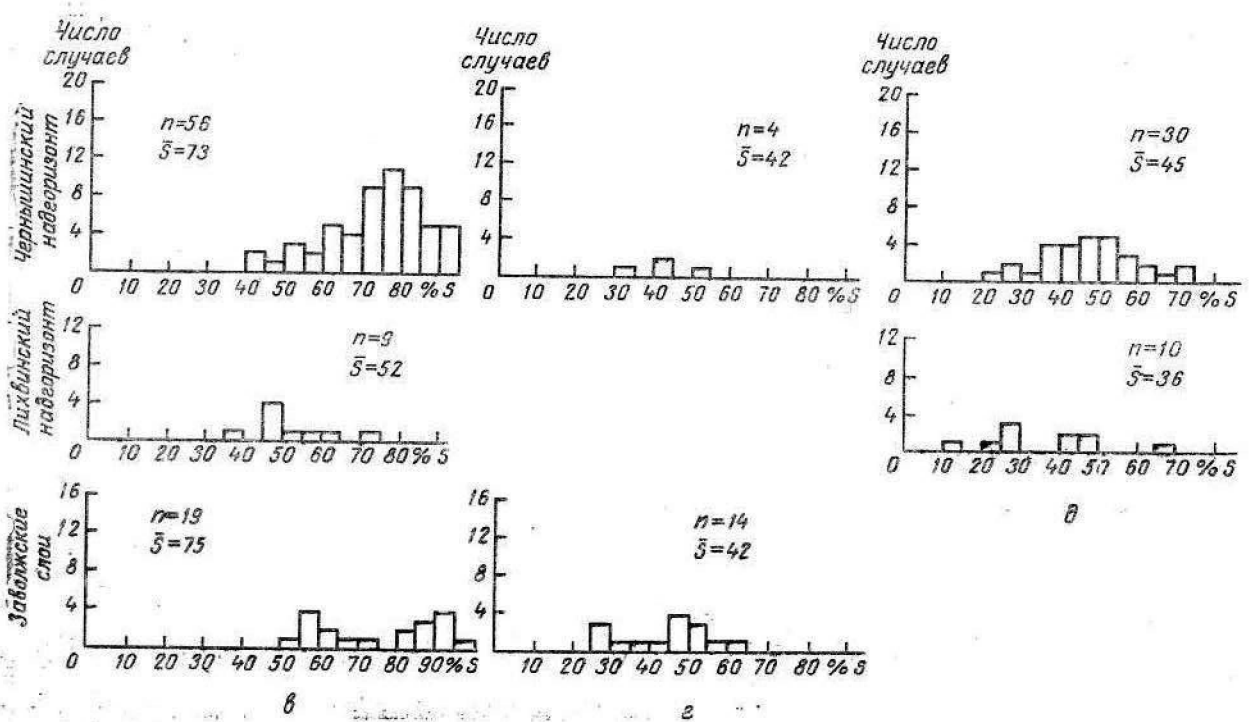
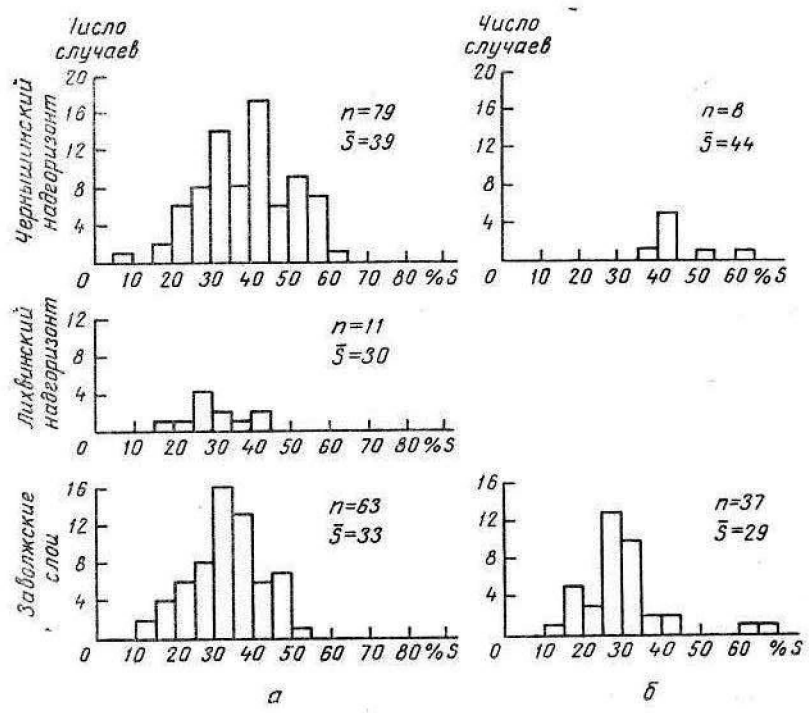


Рис. 4. Гистограммы содержания черного в окраске пород турнейского яруса  
 а—северные шельфовые фации; б—северные рифовые фации; в—депрессонные фации; г—южные рифовые фации; д—южные шельфовые фации

Цвет пород чернышинских и заволжских рифов южного борта Камско-Кинельской впадины близок ( $\bar{S}=42$  и  $43\%$ ), правда, существенно обелены породы заволжских слоев Покровской площади, дающие дополнительный максимум с модой  $28\%$ .

Породы лихвинского и чернышинского надгоризонтов, перекрывающие рифы южного обрамления Камско-Кинельской впадины, отличны по цвету. Лихвинские отложения более светлые ( $\bar{S}=36\%$  для чернышинских  $\bar{S}=45\%$ ) за счет осветленных пород Покровской площади, дающих небольшой максимум на гистограмме ( $M_0=27\%$ ).

Породы чернышинского надгоризонта в зоне шельфа северной части области светлее, чем в южной ( $\bar{S}$  соответственно равны  $39$  и  $45\%$ , моды  $42,36\%$  и  $50\%$ ) и гистограмма распределения их более дифференцирована. Отложения чернышинских рифов обоих бортов близки по цвету ( $\bar{S}=44$  и  $42\%$ ,  $M_0=42,22$  и  $42,5\%$ ). Близка цветовая характеристика лихвинских отложений обеих областей. Заволжские рифы северного обрамления более светлые ( $\bar{S}=29\%$ ,  $M_0=28,58\%$ ), чем южные ( $\bar{S}=43\%$ ,  $M_0=48,75\%$ ); они близки по цвету к породам Покровской площади ( $M_0=28,0\%$ ).

Следующим этапом изучения цветов все более узких и мелких подразделений и выяснения причин образования нескольких вершин на сравнительно простых диаграммах (см. рис. 4) было изучение цвета отдельных типов пород соответственно для мелководных (шельфовых и рифовых) и глубоководных (депрессивных) фаций (рис. 5).

Среди шельфовых и рифовых пород наиболее светлыми являются доломиты с модой распределения в пределах  $S=25\div 35\%$ . Известняки микрозернистые, перекристаллизованные и доломитизированные имеют широкое распространение, но мода лежит примерно в тех же пределах (в микрозернистых разностях несколько повышается также в интервале  $S=45\div 50\%$ ). Стустковые известняки в массе своей более темные, основная масса их по цвету укладывается в значения  $35\text{—}45\%$  черного. Еще более темные (мода в пределах  $S=40\div 45\%$ ) известняки шламовые, биоморфные, органогенно-детритусовые, комковатые и брекчиевидные. Наиболее темно окрашены криноидно-шламовые разности (мода в пределах  $50\text{—}55\%$ ).

Среди депрессивных фаций кремни, кремнисто-карбонатно-глинистые сланцы и определенные разновидности шламовых известняков имеют  $S$  равное  $37\text{—}65\%$  и  $M_0=62\%$ . Другие разновидности шламовых известняков, кристаллические известняки и доломиты, мергели, карбонатно-глинистые и горючие сланцы более темные ( $S$  от  $70$  до  $97\%$ ,  $M_0=77,5\%$ ). Среди последних наиболее темные горючие сланцы, которые обуславливают появление небольшой пик с модой  $90,55\%$   $S$  (см. рис. 5, Б, 5).

Таким образом, анализ гистограмм позволяет найти естественные цветовые границы в изучаемых породах, среди которых выде-

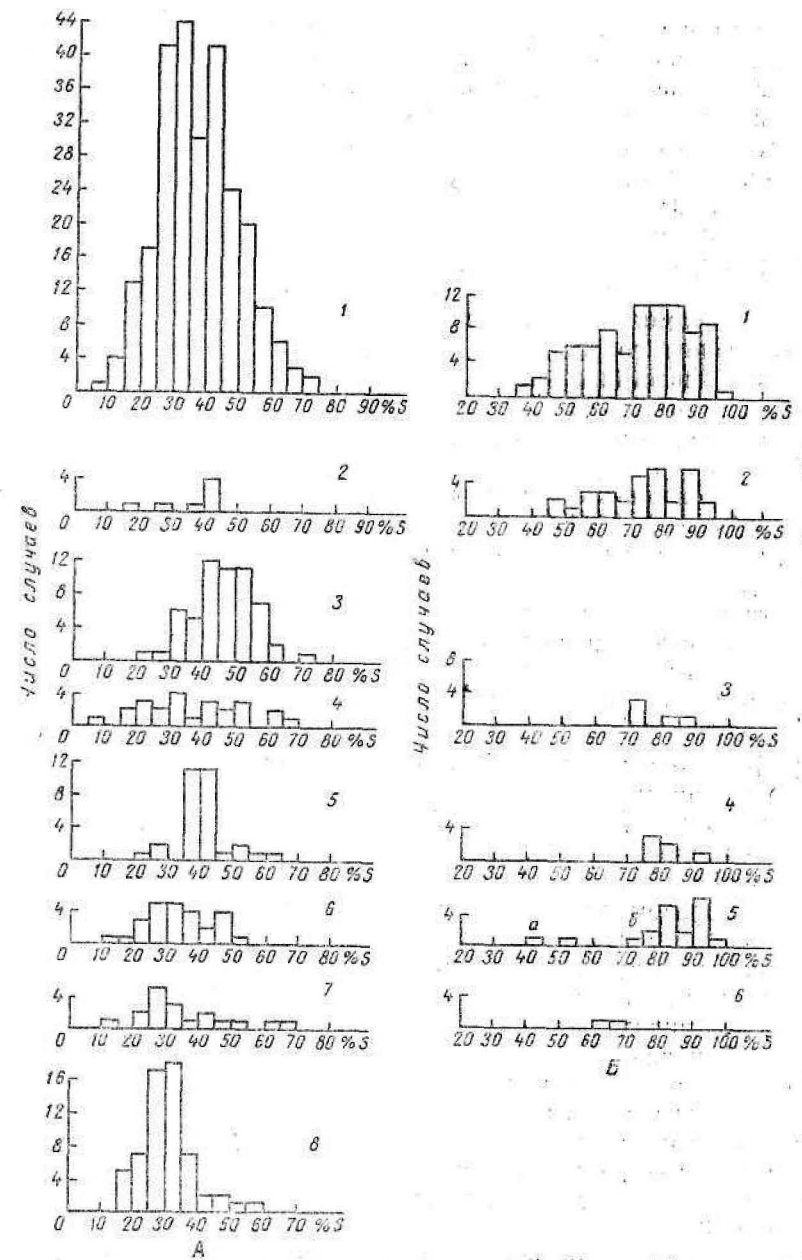


Рис. 5. Гистограммы содержания черного в окраске типов пород турейского яруса А—шельфовые и рифовые фации: 1—общее значение; 2—известняки комковатые, брекчиевидные; 3—известняки шламовые, биоморфные и органогенно-детритусовые; 4—известняки шламово-стустковые; 5—известняки перекристаллизованные и доломитизированные; 6—доломиты. Б—депрессивные фации: 1—общее значение; 2—известняки шламовые; 3—известняки и доломиты кристаллические; 4—мергели; 5—сланцы (а—кремнисто-карбонатно-глинистые; б—карбонатно-глинистые и горючие); 6—кремни

лены: белые с модой менее 25%  $S$  (сульфаты, некоторые доломиты); светло-серые с модой в пределах 30—35%  $S$  (доломиты, микрозернистые известняки); серые с модой 40—45%  $S$  (известняки сгустковые, шламовые); темно-серые с модой 50—65%  $S$  (криноидно-шламовые известняки, кремнисто-карбонатно-глинистые сланцы); черные с модой свыше 70%  $S$  (карбонатно-глинистые сланцы, горючие сланцы).

Поскольку цвет породы определяется главным образом количеством органического вещества, изменения цвета отражают и изменения его содержания. В мелководных отложениях в наименее измененных шламовых, биоморфных и прочих разностях оно в значительной степени сохраняется. Различные грануляторы, образующие сгустковые известняки, усваивают органику, а создаваемые ими структуры способствуют аэрации осадка и разложению оставшегося органического материала. Наиболее активно разрушается органика при доломитизации.

В глубоководных отложениях изначально повышено содержание органического вещества и благоприятны условия его захоронения, поэтому цвет этих пород, видимо, отражает первичное содержание в них  $S_{орг}$ .

Соотношение основных групп пород определяет цвет отложений и характер рассмотренных выше гистограмм, в которых породы сгруппированы по фациям, возрасту и т. п. Например, преобладающие микрозернистых известняков в заволжских слоях северных шельфовых разрезов (рис. 4, а) определяет их светлую окраску ( $\bar{S}=33\%$ ) и обе моды (33,64 и 45,72%). Набор пород чернышинского надгоризонта более разнообразен и спектр распределения мультимодален (рис. 4, а, 2, б). Появление наименьшей моды ( $S$  32,5%) определяется микрозернистыми и перекристаллизованными известняками и частично доломитами; второй ( $S$  42,36%) — главным образом шламовыми известняками; третьей ( $S$  52,5%) — шламовыми, шламово-сгустковыми известняками; сюда же попадают нефтенасыщенные образцы. Более темный цвет чернышинских отложений южного обрамления Камско-Кинельской впадины (рис. 4, д) определяется цветом криноидно-шламовых разностей, широко здесь развитых.

Широкое развитие в рифах доломитов, доломитизированных и перекристаллизованных известняков обуславливает значительное осветление этих отложений, особенно заволжских. Эти же вторичные процессы ведут к осветлению покрывающих заволжские рифы лихвинских пород в Кирюшкино, Краснооктябрьске, Покровке (рис. 4, а, д).

Существенное значение имеет некоторое потемнение турнейских пород по сравнению с доманиковыми ( $\bar{S}=71$  против 67%), а среди первых более темноокрашены заволжские отложения по сравнению с чернышинскими ( $\bar{S}=75$  и 73%). Первое явление связано с сокращением площади развития глубоководных фаций, увеличением обо-

сбленности депрессии и улучшением в связи с этим сохранности органического вещества. В конце существования Камско-Кинельской впадины с зоны шельфа по крутым бортам впадины нередко проникали богатые кислородом воды, благодаря чему чернышинские породы несколько светлее заволжских.

Таким образом, применение гистограмм, рассмотрение характера распределения, средних арифметических и модальных значений при интерпретации материалов фотометрии оказалось весьма полезным. Гистограммы очень удобны для графического изображения аналитических данных. Характер распределения помогает выделять совокупности и выявлять причины, обуславливающие окраску пород. Удалось подразделить породы на ряд групп с естественными цветовыми границами, установить зависимость цвета пород от условий их образования и преобразования и получить ряд существенных дополнительных данных для фационального анализа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Боровко Н. Н. Обобщенный логнормальный закон распределения содержания химических элементов в породах и рудах. Геохимия, № 3, 1964.
2. Данчев В. И. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья. Труды ИГН АН СССР, вып. 87, сер. геол., № 25, 1947.
3. Данчев В. И. О методике изучения цвета осадочных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956.
4. Кузнецов В. Г. Изучение стратиграфии, литологии и фаций нижнекаменноугольных отложений Оренбургской области в связи с их нефтегазоносностью. Автореф. канд. дис., МИНХ и ГП, 1963.
5. Митропольский А. К. Техника статистического исчисления. Физматгиз, 1961.
6. Смирнов С. И. Вероятностно-статистические закономерности распределения химических элементов в природных водах. Гидрогеохимические материалы. Изд. АН СССР, 1963.
7. Четвериков Л. И. Закон распределения частот содержания минерального компонента в теле полезного ископаемого. Советская геология, № 7, 1964.
8. Юл Дж. Э., Кендэл М. Дж. Теория статистики. Госстатиздат, 1960.
9. Rogers I. I. W. Geological interpretation of frequency distributions. 21-st. Internat. Geol. Congr., Copenhagen, 1960.

М. С. АРАБАДЖИ, Л. В. КАЛАМКАРОВ

### О ПРИМЕНЕНИИ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КРУПНЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Различными исследователями неоднократно делались попытки сопоставления фактического геологического материала с данными гравиметрической или аэромагнитной съемок. Результат сопоставления—установление функциональной связи между структурой изучаемых отложений и значениями гравитационного и магнитного полей и распространение этой связи на прилегающую недостаточно изученную территорию. Функциональные связи устанавливаются при помощи различных математических методов, среди которых исключительную роль играет статистика. Необходимая простота вычислительного аппарата, статистический характер исходных данных позволяют применить теорию игр, теорию информации, многомерный статистический анализ, теорию случайных функций и др.

Использование математических приемов, в том числе статистических, как правило, связано с громоздкими вычислениями и невысокой точностью получаемых результатов. Вместе с тем полученные функциональные связи характерны только для тех локальных зон, для которых они были вычислены.

Распространение этих связей на большие территории основывается на предположении о подобии их геологического строения и формационного состава отложений. Однако это предположение, достаточно обоснованное для небольших площадей, становится неверным при увеличении территории. Возникает необходимость в нахождении обобщенной и, конечно, более сложной функциональной связи, которая бы с достаточной точностью учитывала связь значений геофизических параметров с фактическими геологическими данными исследуемой территории. Определение функциональной связи в настоящее время выполнено только для некоторых локальных участков путем аппроксимации ее элементарными математическими функциями в ущерб точности получаемых результатов.

Если для вычисления функциональных связей для локальных

участков региона необходимы громоздкие математические выкладки, то при нахождении обобщенной функции связи объем вычислений возрастает настолько, что необходимо применение быстродействующих электронно-счетных машин.

Преимуществом машинного способа вычисления являются возможность геологических обобщений на больших территориях, значительный выигрыш во времени, точность получаемых результатов. Этот способ позволяет производить последующее уточнение получаемой функциональной связи по мере поступления новых геологических материалов. Изучение изменения функциональных связей в зависимости от различных геологических условий позволит более детально производить геотектоническое районирование территорий.

Наиболее простым способом нахождения функциональной связи геологического и геофизического параметров может служить решение подобной задачи в теории линейных преобразований [1, 2].

В общем виде значение геологического параметра в любой точке изучаемого региона может быть представлено линейным уравнением вида

$$h = a_0 g_0 + a_1 g_1 + a_2 g_2 + a_3 g_3 + \dots + a_n g_n$$

или

$$h = a_0 g_0 + \sum_{i=1}^n a_i g_i,$$

где  $a_0, a_1, a_2, \dots, a_n$  — постоянные коэффициенты;  $h$  — значение геологического параметра в точке  $A$ ;  $g_0$  — значение геофизического параметра в точке  $A$ ;  $g_1$  — среднее значение геофизического параметра на окружности радиуса  $r$  с центром в точке  $A$ ;  $g_2$  — среднее значение геофизического параметра на окружности радиуса  $2r$ ; ...;  $g_n$  — среднее значение геофизического параметра на окружности радиуса  $nr$ .

Для отыскания постоянных коэффициентов  $a_0, a_1, a_2, \dots, a_n$  следует на основе имеющегося фактического материала составить систему  $n$  элементарных линейных уравнений

$$h_0 = a_0 g_{00} + a_1 g_{10} + a_2 g_{20} + a_3 g_{30} + \dots + a_n g_{n0};$$

$$h_1 = a_0 g_{01} + a_1 g_{11} + a_2 g_{21} + a_3 g_{31} + \dots + a_n g_{n1};$$

$$h_2 = a_0 g_{02} + a_1 g_{12} + a_2 g_{22} + a_3 g_{32} + \dots + a_n g_{n2};$$

$$h_3 = a_0 g_{03} + a_1 g_{13} + a_2 g_{23} + a_3 g_{33} + \dots + a_n g_{n3};$$

$$\dots$$

$$h_n = a_0 g_{0n} + a_1 g_{1n} + a_2 g_{2n} + a_3 g_{3n} + \dots + a_n g_{nn}.$$

Полученную систему можно заменить матричным равенством

$$\begin{pmatrix} h_0 \\ h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ \vdots \\ h_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} g_{00}g_{10}g_{20}g_{30} \cdots g_{n0} \\ g_{01}g_{11}g_{21}g_{31} \cdots g_{n1} \\ g_{02}g_{12}g_{22}g_{32} \cdots g_{n2} \\ g_{03}g_{13}g_{23}g_{33} \cdots g_{n3} \\ \vdots \\ g_{0n}g_{1n}g_{2n}g_{3n} \cdots g_{nn} \end{pmatrix}$$

или  $H = A \times G$ .

В случае  $\Delta = \text{Det } G \neq 0$ , матрица  $G$  обратима и тогда  $A = H \times G^{-1}$ , откуда

$$a_0 = \frac{\begin{vmatrix} h_0 g_{10} g_{20} g_{30} \cdots g_{n0} \\ h_1 g_{11} g_{21} g_{31} \cdots g_{n1} \\ h_2 g_{12} g_{22} g_{32} \cdots g_{n2} \\ h_3 g_{13} g_{23} g_{33} \cdots g_{n3} \\ \vdots \\ h_n g_{1n} g_{2n} g_{3n} \cdots g_{nn} \end{vmatrix}}{\Delta},$$

$$a_1 = \frac{\begin{vmatrix} g_{00} h_0 g_{20} g_{30} \cdots g_{n0} \\ g_{01} h_1 g_{21} g_{31} \cdots g_{n1} \\ g_{02} h_2 g_{22} g_{32} \cdots g_{n2} \\ g_{03} h_3 g_{23} g_{33} \cdots g_{n3} \\ \vdots \\ g_{0n} h_n g_{2n} g_{3n} \cdots g_{nn} \end{vmatrix}}{\Delta}$$

$$a_2 = \frac{\begin{vmatrix} g_{00} g_{10} h_0 g_{30} \cdots g_{n0} \\ g_{01} g_{11} h_1 g_{31} \cdots g_{n1} \\ g_{02} g_{12} h_2 g_{32} \cdots g_{n2} \\ g_{03} g_{13} h_3 g_{33} \cdots g_{n3} \\ \vdots \\ g_{0n} g_{1n} h_n g_{3n} \cdots g_{nn} \end{vmatrix}}{\Delta}$$

и т. д.

Особую трудность при практическом решении этой задачи составляет выбор двух параметров рассмотренного линейного преобразования — радиуса  $r$  и числа окружностей  $n$ . Определение их ограничено условием максимальной точности результатов и недостатком фактического материала. Величина  $r$ , исходя из этих условий, должна быть не более минимальной ширины геологической аномалии, т. е.  $r \leq \frac{1}{f_{\max}}$ , где  $f_{\max}$  — максимальная частота изменения геологического параметра.

С другой стороны, общий радиус исследования должен превышать величину самой крупной аномалии геологического параметра, т. е.  $nr \geq \frac{1}{f_{\min}}$ , где  $f_{\min}$  — минимальная частота изменения геологического параметра. Отсюда число окружностей определится неравенством  $n > \frac{f_{\max}}{f_{\min}}$ .

Из этого неравенства видно, что точность результатов зависит от количества и качества фактического материала.

При практическом отыскании параметров линейного преобразования следует выбрать их оптимальными по отношению к требуемой точности и объему имеющегося фактического материала.

Рассмотренный выше один из способов изучения связи геологических и геофизических параметров не исчерпывает все многообразие информации, заключенной в значениях геофизических параметров. Математическая связь геологических и геофизических параметров может быть установлена при помощи более сложных и более совершенных математических приемов, дающих более точные результаты, но являющихся одновременно более трудоемкими; практическое решение их возможно только при помощи электронно-счетных машин.

Принципиально возможно изучение связей геофизических параметров с различными значениями физических, геологических и многих других факторов — плотности, пористости, проницаемости и т. п., представляющих исключительный интерес для нефтяной геологии.

Математические методы экстраполяции геологического параметра с помощью геофизического параметра из известной области в неизвестную, подобно описанному выше, при широком использовании ЭВМ создадут возможность сократить бурение глубоких разведочных скважин, располагая их лишь в сложных тектонических узлах для решения спорных геологических вопросов. Внедрение ЭВМ в изучение геологического строения новых территорий открывает широкие перспективы перед нефте- и газодобывающей промышленностью, так как позволяет при сравнительно небольшом количестве фактического материала переходить к геологическим обобщениям на обширных территориях и прогнозировать размещение региональных зон, благоприятных для нефтегазоаккумуляции.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Гостоптехиздат, 1962.
2. Ефимов Н. В. Квадратичные формы и матрицы. Физматгиз, 1963.

К. Д. КУЛИКОВ, А. И. КУЛАКОВ, И. М. ЖУКОВ

### О ДОРАЗВЕДКЕ БОЛЬШЕКИНЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИИ В ПРЕДЕЛАХ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Большекинельская зона поднятия (Большекинельский вал) является одним из старейших нефтедобывающих районов не только Оренбургской области, но и всего Урало-Поволжья.

В настоящее время в пределах Большекинельского вала разрабатываются Сосновско-Дерюжевское, Ново-Аманакское, Журавлевско-Степановское, Красноярское, Султангулово-Заглядинское, Тарханское и Пономаревское нефтяные месторождения.

Доказана промышленная нефтеносность Ефремо-Зыковского и Северо-Красноярского месторождений. В 1965 г. открыты Чеховское и Ново-Карповское месторождения. Нефтяные залежи здесь установлены в терригенных и карбонатных отложениях девона, нижнего и среднего карбона и в пермских отложениях.

Несмотря на значительное количество выявленных месторождений и относительно высокую степень изученности вала, перспективы открытия здесь новых месторождений нефти, на наш взгляд, остаются еще высокими. Этому в значительной степени должно способствовать использование и обобщение новых материалов по тектонике вала и, следовательно, переоценка прежних представлений.

Большекинельский вал является одной из самых крупных и четких линейных структур осадочного покрова Оренбургской области.

Относительно строения Большекинельского вала существует несколько мнений, из которых заслуживают внимания два: 1) все выявленные в этой зоне локальные поднятия (рис. 1) объединяют под общим названием — Большекинельский вал;<sup>1</sup> 2) в пределах Большекинельской зоны поднятий выделяют несколько самостоятельных валов: Сосновско-Дерюжевский (Куйбышевская область), Большекинельский (в пределах Журавлевско-Степановского—Тар-

<sup>1</sup> М. Ф. Свищев. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области. Гостоптехиздат, 1961.

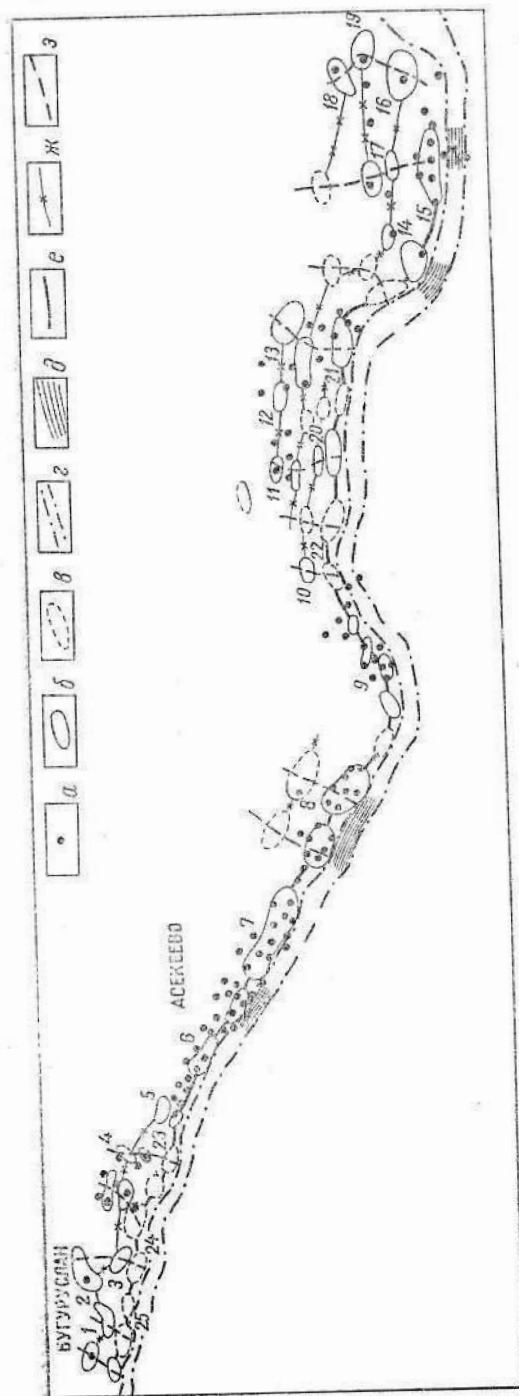


Рис. 1. Схема расположения локальных поднятий Большекинельской зоны. а—скважины, вскрывшие отложения палеозойского горизонта (левая); б—установленные локальные поднятия; в—месторождения пермских отложений, требующие потверждения структурным бурением; г—южное крупное Большекине́льскaе поднятие; д—месторождения пермских отложений, требующие потверждения структурным бурением; е—Большекине́льскaя зона поднятия; ж—Северо-Большекине́льскaя зона поднятия; з—Северо-Большекине́льскaя зона поднятия. Локальные поднятия: 1—Журавлевско-Степановское; 2—Карповское; 3—Бугурусланское; 4—Красноярское; 5—Никитино-Заглядинское; 6—Заглядинское; 7—Султангулово-Тарханское; 8—Тарханское; 9—Ашировское; 10—Матвеевское; 11—Измайловское; 12—Кутлумбетовское; 13—Ефремо-Зыковское; 14—Самонуровское; 15—Пономаревское; 16—Ильинское; 17—Терептвское; 18—Хомутское; 19—Услинское; 20—Южно-Измайловское; 21—Южно-Зыковское; 22—Южно-Матвеевское; 23—Южно-Красноярское; 24—Южно-Бугурусланское; 25—Южно-Степановское.

Амплитуды погружения южного крыла локальных поднятий  
Большекинельского вала

Поднятие	Наличие залежи в пашийском горизонте и среднесуточный дебит скважин	Калиновская свита		Пашийский горизонт	
		№ скв. (в скобках глубина залегания калиновской свиты, м)	Амплитуда погруженного южного крыла, м	№ скв. (в скобках глубина залегания пашийского горизонта, м)	Амплитуда погружения южного крыла, м
Журавлевско-Степановское . . .	—	454 (27)	41,7	Не вскрыт	Не вскрыт
Карповское . . . . .	—	3-к (55)	19,6	То же	То же
Бугуруслаианское . . . . .	—	24 (31)	33,2	»	»
Красноярское*** . . . . .	9,2	116 (19)	9,8	25 (19)	69,0
Заглядинское . . . . .	36,6	125 (147)	168,3	263 (304)	155,5
Султангуловское . . . . .	—	110 (160)	191,2	216 (118)	267,1
Тарханское . . . . .	14,6	26 (16)	167,6	120 (123)	300,0
Ашировское . . . . .	**	7 (5)	164,9	164 (152)	13,2
Измайловское . . . . .	—	101 (100)	14,7	104 (103)	89,0
Ефремо-Зыковское . . . . .	**	14 (66)	22	9 (11)	43,0
Самодуровское . . . . .	**	32 (78)	133,6	120 (122)	234,1
Пономаревское . . . . .	75,5	231 (85)	140,0	140 (5)	289,0
Ильиновское . . . . .	*	139 (140)	14,7	155 (15)	17,3
Терентьевское*** . . . . .	7	232 (234)	24,4	153 (141)	10,2
Хомутовское . . . . .	**	4 (114)	19,1	10 (196)	9,1
Услииное . . . . .	*	314 (315)	29,7	Не установлен	Не установлен

\* Залежь не промышленная.

\*\* Залежь в разведке.

\*\*\* Залежь водоплавающая.

Так, на структурах с крутыми южными крыльями в отложениях пашийского горизонта повсеместно установлены нефтяные залежи со значительными запасами нефти; в настоящее время эти залежи разрабатываются (Заглядинское, Султангуловское, Тарханское, Пономаревское поднятия).

На поднятиях, где южные крылья выражены нечетко, нефтяных залежей, имеющих промышленное значение, не установлено (Ашировское, Ильиновское, Ефремо-Зыковское поднятия и др.).

Эти обстоятельства наводят на мысль о том, что структуры с пологими южными крыльями не являются структурами Большекинельского вала, а входят в состав Северо-Большекинельского или Северо-Кинельского субширотных валов. Для отнесения этих структур к меридиональным валам недостает южной структуры, т. е. структуры Большекинельского субширотного вала. Очевидно, это поднятие еще не выявлено.

Для иллюстрации изложенного кратко остановимся на группировании структур Пономаревской группы поднятий.

Здесь по кровле артинского яруса выявлены Самодуровское, По-

ханского поднятий), Аширово-Зыковский (в пределах Ашировского — Ефремо-Зыковского поднятий) и Пономаревский (в пределах Самодуровско-Услииного поднятия).

В значительной степени формированию этих концепций способствовали сугубо морфологические признаки, так как генетические были неполно освещены из-за недостатка фактического материала.

Авторами заново обработан большой объем материалов бурения и в меньшей мере геофизики. В итоге составлены новые структурные, палеоструктурные и тектоническая карты Большекинельского вала.

Строение этого крупнейшего структурного элемента осадочного чехла нам представляется в следующем виде. С юга Большекинельскую зону дислокаций ограничивает резко выраженная флексура древнего заложения. Непосредственно с флексурой связана основная максимально приподнятая вершина. Поднятия, осложняющие эту вершину, морфологически выражены резко; они асимметричны и вытянуты вдоль длинной оси. Через неглубокие депрессии собственно Большекинельский вал отделяется от параллельно простирающегося ему Северо-Большекинельского вала, последний в свою очередь через структурные прогибы отделяется от Северо-Кинельского вала.

Одновременно с этим структуры указанных валов группируются в субмеридиональные укороченные валы (по А. И. Кулакову). Каждый такой вал берет начало от Большекинельского вала; к нему, как правило, с севера примыкают поднятия Северо-Большекинельского и Северо-Кинельского субширотных валов. Субмеридиональные укороченные валы разделяются депрессиями того же простираения.

Характерной чертой Большекинельского вала является его резко выраженное асимметричное строение — пологое северное и крутое флексуорообразное южное крыло.

Ниже приводится сравнение амплитуд погружения южного крыла локальных поднятий Большекинельского вала (табл. 1).

Амплитуда измерялась по кровле артинского яруса нижней перми.

Как видно из табл. 1, характер погружения южного крыла для различных поднятий неодинаков. Если для одной группы поднятий эта величина по калиновской свите составляет 120—191 м, то по кровле пашийского горизонта она достигает 155—300 м (Заглядинское, Султангуловское, Тарханское, Пономаревское и др.).

Для другой группы поднятий амплитуда погружения значительно меньше и составляет по калиновской свите 18,1 м, по пашийскому горизонту 10,0—89,0 м (Красноярское, Ашировское, Измайловское и др.).

Довольно отчетливо намечается зависимость промышленной нефтеносности отложений пашийского горизонта от крутизны погружения южного крыла поднятий.



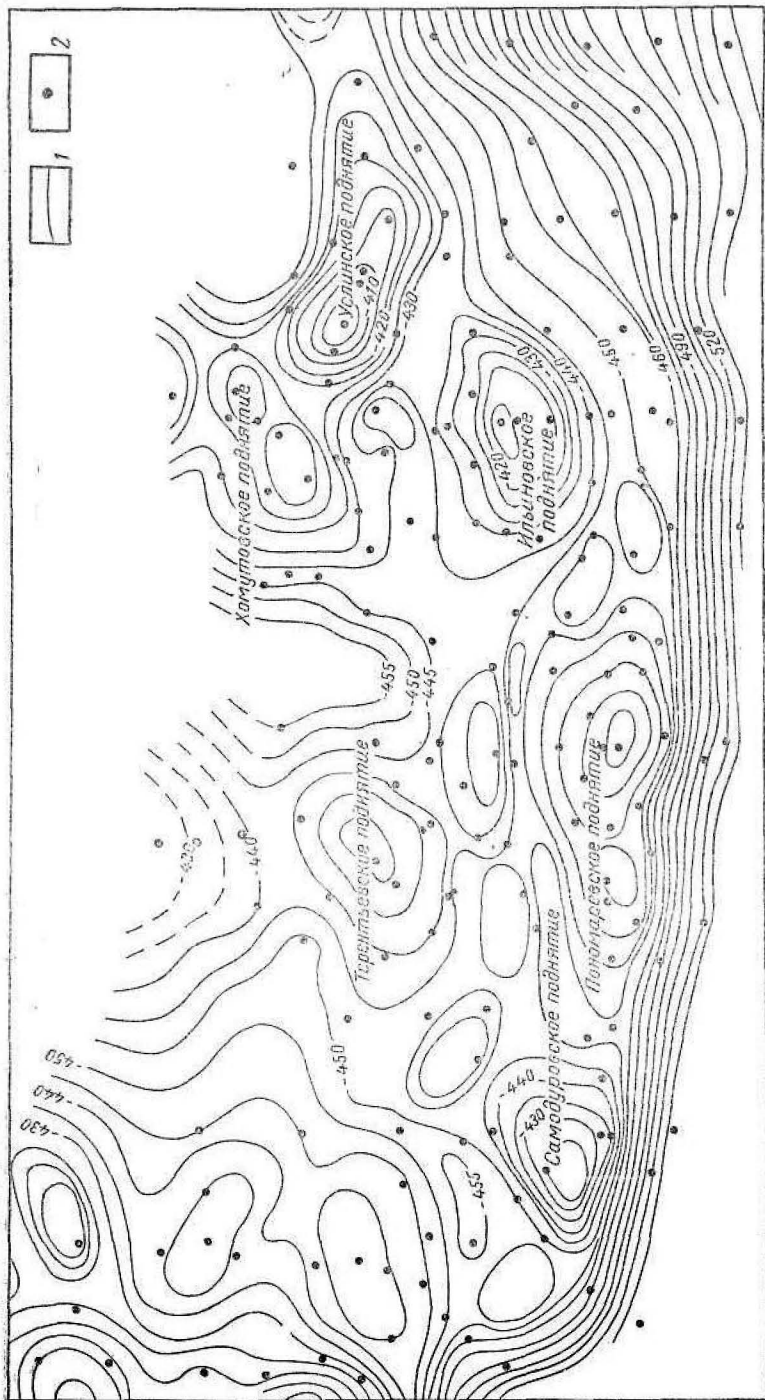


Рис. 2. Пономаревская группа поднятий.  
1—изогины по кровле артинского яруса (нижняя пермь); 2—скважины, вскрывшие артинский ярус.

номаревское, Ильинское, Твердиловское, Услинское, Хомутовское (последнее в пределах Баш. АССР) локальные поднятия, расположенные в определенной системе. Самодуровское и Пономаревское поднятия представляют собой восточное продолжение Большекинельского вала и расположены у его крутого южного крыла (рис. 2). К северу от Пономаревского поднятия расположено Терентьевское, входящее (по нашей концепции) в состав Северо-Большекинельского вала, и далее на север наметилось южное окончание еще одного нового поднятия Северо-Кинельского вала. Северная часть этого поднятия еще не разбурена.

Таким образом, крутая флексура осложнена четко выраженной линейной зоной поднятий, располагающихся от Большекинельского вала в субмеридиональном направлении; поднятия простираются параллельно друг другу. К востоку от этой зоны расположена другая аналогичная зона, включающая (с юга на север) Ильинское, Услинское и Хомутовское поднятия. К западу от первой зоны расположена третья: по всем горизонтам закартировано только ее южное начало — Самодуровское поднятие. К северу от него пробурена редкая сетка структурных скважин, расстояния между скважинами 2—2,5 км и более. Здесь намечается два поднятия, составляющих северное продолжение третьей валообразной зоны.

Валообразные зоны разделены неглубокими структурными прогибами, отходящими к северу от крутого крыла Большекинельской флексуры.

Таким образом, Большекинельская зона поднятий имеет сложное тектоническое строение. Наряду с локальными поднятиями, расположенными у флексуры и образующими собственно Большекинельский вал, имеются структуры, которые, с одной стороны, образуют параллельные Большекинельскому валу валообразные зоны поднятий (отделенные от него прогибами и осложняющие моноклиальный подъем слоев к северу от вала), с другой, — эти же поднятия группируются в субмеридиональные укороченные валы.

Наряду с меридиональными прогибами, разделяющими субмеридиональные укороченные зоны поднятий, имеются также прогибы, отделяющие поднятия собственно Большекинельского вала от двух параллельных зон поднятий, расположенных к северу от вала. Эти прогибы не проявляются по отложениям верхних горизонтов.

Аналогичное положение можно проследить на примере Красноярского и Измайловского поднятий (табл. 2).

Таблица 2

Амплитуды погружения Красноярского и Измайловского поднятий

Площадь	Амплитуда погружений, м		
	Калиновская свита	Турнейский ярус	Пашийский горизонт
Красноярская . . . . .	Скв. 116—19 9,8	Скв. 116—19 52,4	Скв. 25—19 69
Измайловская . . . . .	Скв. 101—100 14,7	Скв. 103—104 21,2	Скв. 103—104 71,2

Как видно из табл. 2, более резко выражено погружение по кровле пашийского горизонта. На первый взгляд создается впечатление, что здесь мы имеем дело с южным крылом Большекинельского вала. Но южное крыло тех структур, принадлежность которых к собственно Большекинельскому валу не вызывает сомнения, довольно четко фиксируется по всем маркирующим горизонтам, чего нет в данном случае. Кроме того, южнее Измайловской структуры по пермским отложениям выявлены поднятия, осложняющие южное крыло Большекинельского вала; южнее Красноярского поднятия структурное бурение практически не проводилось. Здесь по редким пробуренным скважинам положение южного крутого крыла устанавливается по пермским отложениям несколько южнее Измайловского поднятия. В этом отношении весьма интересным представляется погружение северного крыла Калиновского поднятия (Куйбышевская область): оно составляет 102 м при расстоянии между скважинами 1 км. Таким образом, на некоторых северных поднятиях Большекинельской зоны отмечается значительное погружение южных крыльев.

Различные положения ВНК на двух соседних поднятиях Пономаревском (—2073 м) и Терентьевском (—2053 м), по-видимому, свидетельствуют об их принадлежности к различным системам параллельно простирающихся валообразных зон (Большекинельской и Северо-Большекинельской).

На основе изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Большекинельский вал состоит из отдельных поднятий, расположенных непосредственно у южного крутого вала. По отложениям пашийского горизонта эти поднятия выражены резко. Особенно резко выражены поднятия, где в отложениях пашийского горизонта выявлены нефтяные залежи. В настоящее время по отложениям пашийского горизонта выявлено шесть таких поднятий, составляющих собственно Большекинельский вал (в пределах Оренбургской области): Заглядинское, Султангуловское, Тарханское, Самодуровское, Пономаревское.

2. К северу от собственно Большекинельского вала по кровле калиновской свиты выявлены валообразные зоны поднятий, простирающиеся параллельно Большекинельскому валу. Для этой группы поднятий характерны выположенность структур, отсутствие значительных скоплений нефти в отложениях пашийского горизонта. Сюда относятся поднятия Журавлевско-Степановское, Карповское, Бугурусланское, Нижне-Заглядинское, Ашировское, Матвеевское, Ново-Узелинское, Измайловское, Кутлумбетовское, Ефремо-Зыковское, Ильиновское, Терентьевское и Красноярское.

В отличие от структур Большекинельского вала эту группу поднятий следует выделить в самостоятельную зону, назвав ее Северо-Большекинельской зоной поднятий.

Некоторые из поднятий Северо-Большекинельской зоны подтверждены по отложениям пашийского горизонта: Красноярское, Ашировское, Измайловское, Ефремо-Зыковское, Ильиновское, Те-

рентьевское. Выявленные здесь нефтяные залежи являются водоплавающими, чаще непромышленными; характеризуются небольшими дебитами.

3. Структуры Большекинельского вала и Северо-Большекинельской зоны образуют группировки, состоящие из субмеридиональных укороченных валов, затухающих в северном направлении.

Параллельно Большекинельскому валу обнаруживается серия локальных структур. Такие структуры названы одноименно с известными поднятиями с приставкой «Южно».

Наиболее четко прослеживаются Южно-Измайловское, Южно-Зыковское, Южно-Карповское поднятия и др. Учитывая реальную возможность открытия здесь залежей нефти, необходимо на перечисленных поднятиях провести глубокое поисковое бурение. На тех участках Большекинельской зоны, где поднятия еще не достаточно детализированы структурным бурением, следует в ближайшее время провести структурное бурение или сейсмическую разведку.

Проведение поисковых работ вдоль оси Большекинельского вала, несомненно, приведет к выявлению новых поднятий и к открытию новых месторождений нефти.

*Н. И. ТУМИЛОВИЧ, М. Н. ГОЛЬБЕЦ,  
Е. М. РАЗУМОВА, Г. В. МАРТОВСКИЙ*

**РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ С ЦЕЛЬЮ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ  
РАЗВЕДКИ ПОЛОГИХ ПЛАТФОРМЕННЫХ СТРУКТУР  
В ЮЖНО-ОРЕНБУРГСКОМ РАЙОНЕ**

Основные трудности сейсмической разведки в Южно-Оренбургском районе связаны с малой амплитудой поднятий, большой глубиной залегания исследуемых границ, значительной мощностью галогенных отложений кунгура и неоднородностью литологического состава всего разреза. Эти трудности усугубляются слабой скоростной дифференциацией осадочной толщи. Резкий перепад скорости (до 2000 м/сек) отмечается лишь на границе татарских и казанских отложений. Вблизи этой границы выделяются опорные отражающие горизонты: кровля сосновской свиты (Кз) и калиновской свиты (Кл); опорным горизонтом является также кровля кунгурского яруса (Кн). Эти три отражающие границы прослеживаются в описываемом районе повсеместно.

В подсоловых отложениях, наиболее перспективных в отношении нефтегазоносности, отражающими являются верейский (В), тарусский (Тр) и угленосный (У) горизонты карбона, а также кровля терригенных отложений девона.

Преломляющие горизонты, приуроченные к кунгурскому, артинскому, башкирскому и турнейскому ярусам, недостаточно выдержаны по площади.

Сейсмическими исследованиями прошлых лет (применением в основном ординарной методики прослеживания отраженных волн) не был решен вопрос прослеживания сейсмических горизонтов в подсоловой толще. Ряд поднятий, намеченных сейсморазведкой, бурением не подтвердился или же они оказались смещенными в плане.

Для успешной разведки геологических структур в указанных условиях возникла необходимость разработки рациональной методики, которая обеспечивала бы уверенное картирование границ в карбоне и девоне.

Разработка методических приемов уверенного прослеживания отражающих горизонтов проводилась в двух направлениях:

1) осреднение записи волн в зонах интерференции путем применения группирования сейсмоприемников и взрывов на различных базах и низкочастотных фильтраций;

2) расшифровка сложных зон интерференции волн на записях с помощью использования аппаратуры регулируемого направленного приема и высокочастотных фильтров.

Опробование этих методов и их модификаций на одних и тех же участках профилей позволило сопоставить результаты и установить наиболее эффективные методические приемы проведения сейсмических исследований в данном районе.

Программа опытно-методических исследований включала в себя:

1) изучение верхней части разреза с целью выбора оптимальных условий возбуждения полезных сейсмических волн;

2) изучение волновой картины на отдельных сейсмических зондированиях и выбор оптимальных параметров группирования;

3) проведение профильных наблюдений с широким опробованием различных условий возбуждения и приема полезных волн: а) наблюдения МОВ с применением различных схем группирования сейсмоприемников; б) группирование взрывов на различных базах; в) разночастотное профилирование; г) наблюдения МРНП.

Верхняя часть разреза отложений изучалась при помощи микросейсмокаротажа взрывных скважин. Установлено, что строение ее весьма сложно и меняется от участка к участку. По данным МСК вся площадь перекрыта чехлом четвертичных и выветренных коренных отложений, мощность которых колеблется от 3 до 30 м, а пластовые скорости — от 350 до 1500 м/сек. По графикам пластовых скоростей разрез отложений, вскрытых взрывными скважинами, можно разбить на несколько типов: разрезы с нарастанием скорости с глубиной и разрезы с наличием волноводов и антиволноводов. Качественный сейсмический материал может быть получен как при взрывах в коренных породах, так и в антиволноводах, которым соответствуют минимальные значения отношений интенсивностей помеха/сигнал.

В результате изучения волнового поля установлено, что в пределах исследуемой территории регистрируются две группы волн-помех с кажущимися скоростями соответственно 350—500 и 900—1000 м/сек. Первая группа волн затухает, как правило, при оптимальных глубинах заложения заряда, вторая — в значительной мере ослабевает при применении схем группирования, рассчитанных исходя из анализа волновой картины.

Профильные наблюдения МОВ с группированием сейсмоприемников проводились при различных параметрах групп (количество приборов в группе пять и десять на базе соответственно 20 и 45 м).

При группировании общий характер сейсмических записей остается примерно таким же, как и при одиночных приборах. Но они

заметно очищаются от влияния регулярных и нерегулярных помех, что значительно улучшает корреляцию на сейсмограммах и прослеживание отдельных отражений от границ раздела ниже кровли кунгура и особенно в карбоне. И хотя в целом группирование сейсмоприемников не обеспечивает непрерывность прослеживания отражающих горизонтов, увеличение насыщенности разреза площадками различной протяженностью позволяет более уверенно судить о строении всей толщи осадочных пород.

Группирование взрывов, как и любое другое группирование, предназначено для селекции регистрируемых волн по направленности. При группировании взрывов добавляется и сейсмический эффект, обусловленный большим количеством энергии взрыва, идущим на формирование упругого колебания за счет рассредоточения зарядов. Кроме того, создается статистический эффект, приводящий к снижению уровня случайных помех, возникающих при взрыве. Все это в большинстве случаев улучшает прослеживаемость отражений от горизонтов даже на тех участках, где без группирования взрывов они почти не выделялись.

В процессе опытных работ осуществлялось линейное однородное группирование взрывов на малых и больших (СПФ) базах.

Параметры группирования взрывов на малых базах были приняты по аналогии с группированием сейсмоприемников: база группы 20 м, количество скважин — пять. Результаты сравнения показали заметное улучшение качества материалов по сравнению с одиночными взрывами: на сейсмограммах отмечается понижение уровня нерегулярного фона, улучшается корреляция отражений, возрастает протяженность осей синфазности.

При группировании взрывов на больших базах (способ плоского фронта) применялась методика непрерывного профилирования путем регистрации волн на совмещенных расстановках сейсмоприемников и источников возбуждения. Предварительно, учитывая данные о длине регистрируемых волн и глубине залегания отражающих горизонтов в карбоне, выделение которых представляет наибольшие трудности, было рассчитано максимально допустимое расстояние между лунками взрыва. Было опробовано группирование скважин по восемь и пять. Длина базы возбуждения (и приема) составляла 420 м, т. е. близка к длине интервалов наблюдений МОВ и МРНП, что обеспечивало возможность сопоставления данных, получаемых по каждому методу.

Как известно, группирование взрывов на больших базах улучшает прослеживаемость полезных волн за счет повышения направленного действия группового взрыва, упрощения формы осей синфазности отражений, усиления эффективности действия смесителя и группирования приемников благодаря образованию плоского фронта регистрируемых волн.

Как и следовало ожидать, применение СПФ при любом варианте расположения зарядов позволило получить более свободные от помех записи полезных сигналов по сравнению с одиночными взры-

вами. В связи с этим возросло число уверенно коррелирующихся осей синфазности, увеличились интервалы прослеживаемости их по профилю. Разночастотное профилирование осуществлялось при следующих параметрах фильтров: ФВЧ = 45 гц, ФНЧ = 60 гц; ФВЧ = 75 гц, ФНЧ = ∞; ФВЧ = выкл., ФНЧ = 30 гц. В результате подтверждено, что фильтрация 45/60 является наилучшей. Однако хотя она и обеспечивает наиболее четкую регистрацию отражений по всей длине сейсмических записей, зоны интерференции волн часто остаются нерасшифрованными.

При включении фильтрации 75/∞ запись отражений становится более разрешенной, особенно в первой половине сейсмограммы — на временах прихода волны до 1,3 сек. Отдельные волновые пакеты, регистрируемые при фильтрации 45/60, четко разделяются на ряд самостоятельных отражений, что указывает на тонкослоистый характер разреза толщи осадочных отложений, слагающих описываемый район. На временах прихода волн более 1,3 сек интенсивность записей на многих сейсмограммах заметно ослабевает. Одновременно записи обогащаются высокочастотными компонентами, которые накладываются на полезные сигналы и мешают их выделению. На записях при фильтрации выкл./30 наблюдается видимое улучшение прослеживаемости волн, которые регистрируются на сейсмограммах в виде одного-двух интенсивных экстремумов с большим видимым периодом. Но судя по фильтрации 75/∞, это улучшение является мнимым, вызванным слиянием близких отражений от тонких слоев. В этом случае проводить строгую фазовую корреляцию невозможно, так как получается корреляция «в среднем». Это снижает точность наблюдений и недопустимо при детальной разведке локальных платформенных структур малой амплитуды.

Применение МРНП определялось тем, что направленное действие систем регулируемого направленного приема позволит определить характер отражающих границ, окажет положительное влияние в разделении и прослеживании отражений в зоне интерференции, поможет выделить слабые волны, регистрируемые на фоне нерегулярной записи.

Результаты обработки РНП подтверждают, в целом, картину глубинного строения площади, установленную по данным МОВ. Применение этого метода позволило уточнить детали строения отдельных сложно построенных участков площади путем расшифровки волновой картины в зонах интерференции и, что особенно важно, более четко наметить области нарушений; дало возможность уточнить скоростную характеристику всей осадочной толщи разреза, что неосуществимо при использовании систем наблюдений МОВ; подтвердило необходимость широкого использования разночастотного профилирования в полосе пропускания частот от 45 гц и выше.

По результатам опытно-методических исследований можно сделать следующие выводы.

1. Южно-Оренбургский район характеризуется сложными по-

верхностными и глубинными сейсмогеологическими условиями. Сложность поверхностных сейсмогеологических условий выражается в резкой изменчивости форм рельефа дневной поверхности и неоднородности строения верхней части геологического разреза, что приводит, во-первых, к искажению осей синфазности на сейсмограммах и значительно затрудняет корреляцию отражений и, во-вторых, усложняет выбор оптимальных условий возбуждения полезных волн.

2. Основной причиной плохой прослеживаемости отражений являются не регулярные волны-помехи, а сложные глубинные сейсмогеологические условия, которые заключаются в тонкослоистости разреза, изменчивой мощности тонких слоев, по-видимому, в фациальной замещаемости пород по площади, а также слабой дифференциации разреза по акустическим жесткостям. Такое строение осадочной толщи отрицательно сказывается на сейсмических свойствах границ раздела, особенно в карбоне и девоне, и приводит к насыщенности сейсмограмм большим количеством осей синфазности различной протяженности, часто интерферирующих между собой, потере динамических и кинематических критериев корреляции и, в конечном счете, к частным разрывам в прослеживаемости отражений.

3. Несмотря на перерывы в прослеживании горизонтов, сейсмические материалы, полученные в результате выполненного комплекса исследований, дают вполне уверенное представление о глубинном геологическом строении площади. По совокупности всех отражающих площадок на сейсмических разрезах довольно отчетливо фиксируются все особенности поведения слоев — перегибы, изменение мощности и выклинивание, а также зоны разрывных нарушений.

Таким образом, проведенные исследования показали возможность решения разведочных задач с помощью МОВ в комплексе с МРНП.

4. Дальнейшие площадные сейсмические работы необходимо проводить по следующей методике:

1) основной объем работ должен выполняться методом отраженных волн в обычной модификации с обязательным группированием сейсмоприемников при длине интервала наблюдений не более 500 м; 2) участки, сложные по сейсмогеологическим условиям, необходимо обрабатывать с группированием взрывов на больших базах по способу плоского фронта при длине базы возбуждения 420 м и числе скважин не менее восьми; заряды должны располагаться по линии, параллельной подошве ЗМС; 3) на участках с очень сложной волновой картиной и в зонах предполагаемых тектонических нарушений применять метод регулируемого направленного приема по системе двойного профилирования; для определения эффективных скоростей обрабатывать по МРНП на разных участках площади отдельные зондирования протяженностью до 2 км в виде крестов или других, более сложных фигур; 4) повсе-

местно при всех модификациях МОВ должно применяться разно-частотное профилирование с использованием средних и высоких частот, поэтому работы рекомендуется проводить со станций с промежуточной магнитной записью; частотную селекцию также необходимо широко применять при повторной записи на суммоленты РНП; 5) с целью выяснения условий возбуждения и определения временных поправок за неоднородность верхней части разреза все профильные наблюдения должны сопровождаться микросеймокаротажем взрывных скважин; 6) для получения более полных данных о физических параметрах разреза сейсмические исследования следует проводить в комплексе с глубоким параметрическим бурением.

Ф. М. ТАГАНГАЕВ

### НЕФТЕНОСНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

На территории Оренбургской области промышленная нефтеносность карбонатных коллекторов впервые была установлена в 1948 г. на Байтуганской площади в отложениях башкирского и турнейского ярусов.

В результате расширения разведочных работ на площадях Большекинельского вала: Красноярской, Заглядинско-Султангуловской, Тарханской повсеместно получены притоки нефти из известняков турнейского яруса.

За последние годы в Оренбургской области установлена нефтеносность почти всего карбонатного разреза палеозоя, в перми промышленные притоки нефти (газа) получены из доломитов кунгурского яруса (Краснооктябрьская, Петро-Херсонская, Нижне-Заглядинская площади); доломитов и известняков артинского яруса (Измайловская, Ивановская, Петро-Херсонская, Алябьевская); в карбоне нефтеносность установлена в известняках каширского, башкирского, окского, турнейского ярусов (Покровка, Могутово, Измайлово, Ефремо-Зыково, Самодуровка, Аширово и др.), в девоне — в известняках фаменского и живетского яруса (Ефремо-Зыково, Аширово).

Нефтегазосность пермских отложений нами не рассматривается: залежи нефти и газа на Измайловской и Ефремо-Зыковской площадях незначительны, а на других площадях — Петро-Херсон, Ивановка они слабо изучены.

Измайловская, Ефремо-Зыковская, Пономаревская площади расположены на юго-восточном продолжении Большекинельского вала. Впервые промышленная нефтеносность отложений турнейского и фаменского ярусов была установлена на Ефремо-Зыковской площади. Турнейские отложения нефтеносны в кровельной части яруса (рис. 1), представленной органогенно-обломочными, пористо-кавернозными, трещиноватыми известняками. Трещины и каверны выполнены кальцитом, доломитом и глинистым материалом.

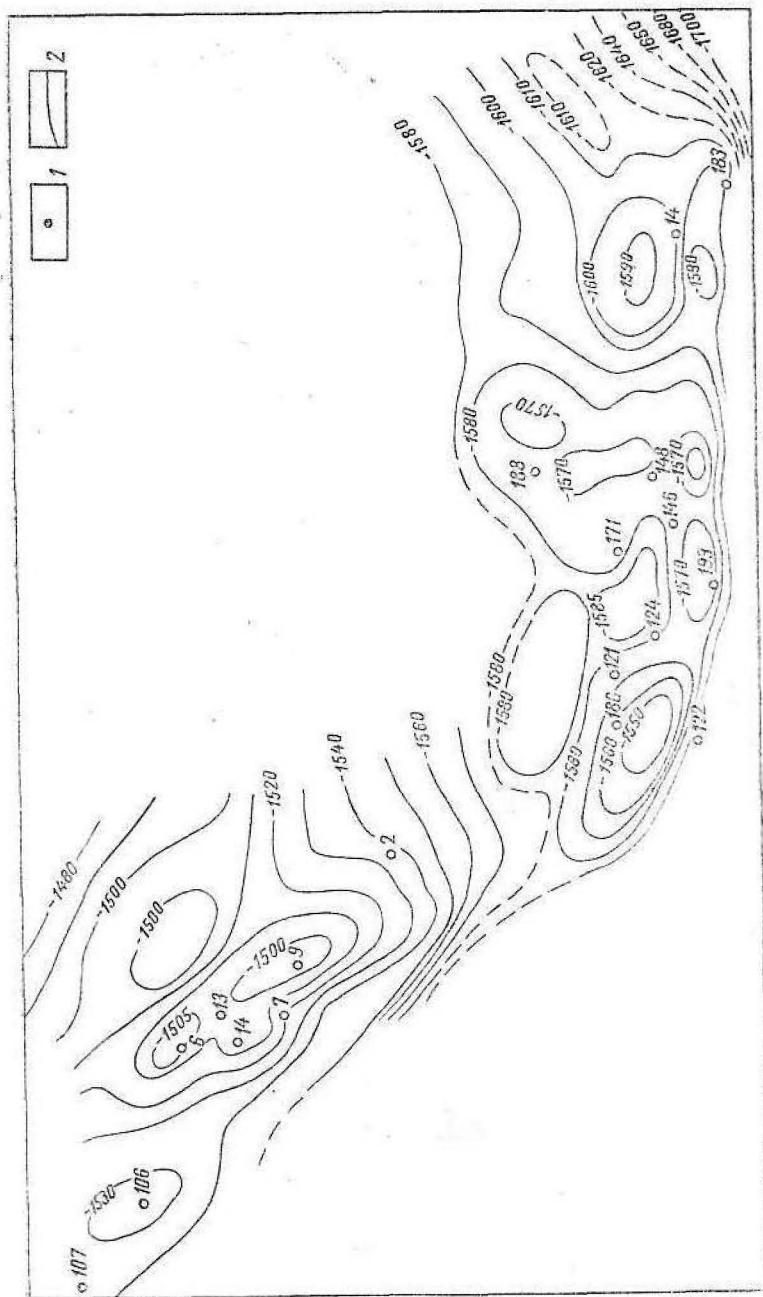


Рис. 1. Структурная карта восточной части Большекинельского вала по кровле турнейского яруса. 1 — скважины, 2 — изогипсы кровли турнейского яруса.

Мощность нефтенасыщенной части достигает 40 м. Пористость до 28,2%. Проницаемость колеблется в пределах от непроницаемых до 8,332 мд (Самодуровская скв. 120) и лишь в одном образце она достигает 26,33 мд.

На этих площадях известняки турнейского яруса испытаны в 28 скважинах, притоки нефти получены из девяти скважин. Дебит нефти достигает 48 т/сутки при 12-мм штуцере (Самодуровская скв. 120). Плотность нефти 0,86—0,88 г/см<sup>3</sup>. При испытании остальных скважин получены или притоки воды или притоков вообще не получено, несмотря на то, что по керну отмечались интенсивные признаки нефти независимо от структурного положения скважин.

На некоторых площадях кроме кровельной части турнейского яруса дали приток нефти заволжские слои.

Продуктивная часть заволжских слоев представлена плотными, крепкими, трещиноватыми известняками. Ловушка обусловлена залегающим в кровельной части пласта плотных глинистых пелитоморфных известняков, которые служат крышкой.

Из этих отложений нефть получена на Ефремо-Зыковской (скв. 6), Султангуловской (скв. 74) и Тарханской (скв. 146) площадях. Дебит нефти достигает 20,6 т/сутки, плотность 0,8699.

При испытании известняков заволжских слоев в других скважинах на Ефремо-Зыковской, Султангуловской, Тарханской площадях и др. притоков нефти не было, хотя по керну и газовому каротажу данные для Измайловской, Самодуровской, Домосейкинской площадей были благоприятны.

На Ефремо-Зыковской площади нефтеносны отложения фаменского яруса (рис. 2). Всего на площади испытана 21 скважина,

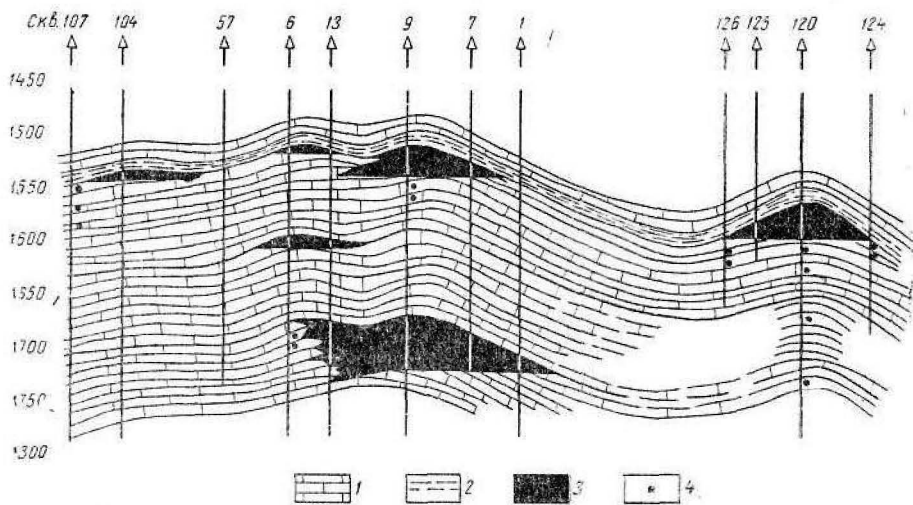


Рис. 2. Разрез карбонатных отложений карбона и девона Измайловского, Ефремо-Зыковского и Самодуровского поднятий.  
1—известняки; 2—глины; 3—нефтенасыщенные известняки; 4—признаки нефти по керну и шламу.

приток нефти получен из семи. Мощность продуктивного пласта (см. рис. 2) достигает 45 м (скв. 9).

Продуктивный пласт представлен темно-серыми, серыми пористо-трещиноватыми известняками с прослоями перекристаллизованных сферических образований. Местами известняки пелитоморфные и мелкокристаллические, со стилолитовыми швами, выполненными глинистым материалом. В разрезах выделяются три литолого-петрографические разновидности известняков: сгустково-детритовые, органогенно-обломочные и смешанные сгустково-водорослевые или водорослево-детритовые.

Установлена нефтеносность фаменских отложений на Пономаревской площади. В скв. 171, 186, 193, 188, 14 и 183 получены притоки нефти при опробовании испытателями пластов, а в скв. 148 и 14 получен приток нефти при испытании пласта в колонне.

Дебиты нефти достигают 26 т/сутки при компрессорной эксплуатации (Ефремо-Зыковская скв. 2) и 2,5 т/сутки при свободном переливе (Пономаревская скв. 148).

По восточному окончанию Большекинельского вала зона нефтеносности известняков фаменского яруса протягивается более чем на 35 км от западной части Ефремо-Зыково до скв. 183.

В фаменских известняках залежи нефти встречаются в северных районах области и на прилегающих площадях Башкирии и Татарии, на западе Султангулово и т. д. В процессе бурения скважин залежи и признаки нефти, а также аномалии газопоказаний встречены в карбонатных отложениях палеозоя на Старо-Домосейкинской, Кислинской, Аркаевской, Ашировской, Петро-Херсонцевой и др. площадях, а также при бурении скважин Заглядинского и Абдулинского региональных профилей. Высокодебитные залежи нефти открыты в карбонатных отложениях подольского и каширского горизонтов западной части области, а также на Чермаксанском месторождении (Башкирия) в известняках верхнефранского подъяруса.

Все месторождения нефти и газа, связанные с карбонатными коллекторами, являются многопластовыми и приурочены к сводовым частям локальных поднятий. Однако признаки нефти в виде пятен и потеков по трещинам встречаются в кернах и шламах по всему карбонатному разрезу палеозоя северной части области независимо от структурного положения скважин. Так, на Самодуровском месторождении в скв. 122 в керне и шламе признаки нефти наблюдались на отметке —1667 м, на 86 м ниже отметки ВНК, а на Измайловском месторождении на 15—20 м ниже линии ВНК.

На наиболее детально изученном Ефремо-Зыковском месторождении установлено, что залежь нефти как в турнейских, так и в фаменских известняках контролируется распространением пористо-трещиноватых коллекторов.

В таблице приведены некоторые данные по пористости и проницаемости карбонатных коллекторов.

## Пористость и проницаемость карбонатных коллекторов турнейского и фаменского ярусов

№ скв.	Площадь	Ярус	Интервал, м	Пористость, %	Проницаемость, мД	Дебит нефти
7	Ефремо-Зыково	Турнейский	1683—1742	6,71—24,1	1,08—0,104	24 т/сутки при 9-м.м штуцере
7	То же	»	1758—1776	5,48—12,6	0,025—0,0017	Не испытана
2	»	»	1812—1843	2,3	Непроницаемые—0,0178	
6	»	Фаменский	1913—1934	1,2—3,3	0,0087—0,538	Притока нет
6	»	»	1946—1958	2,7—4,8	0,0524—0,9637	То же
9	»	Турнейский	1692—1741	1,2—13,5	0,325—18,26	Не испытана
9	»	Фаменский	1848—1886	0,8—3,3	0,0024—0,0065	2 т/сутки свободный перелив
13	»	Турнейский	1735—1769	11,7—16,1	0,027—4,087	Притока нет
13	»	»	1783—1792	2,63	Непроницаемые	То же
1	Ивановка	»	2220—2290	0,4—6,91	» —0,9866	Не испытана
120	Самодурово	»	1739—1866	0,25—14,9	26,33—0,11	48 т/сутки при 9-м.м штуцере
121	То же	»	1758—1767	2,37—9,7	0,3316—0,0095	1,4 т/сутки при уровне 704 м

Как видно, пористость и проницаемость пластов идентична, однако при испытании ряда скважин на этих площадях из отложений турнейского и фаменского ярусов признаков нефти получено не было, хотя по керну, шламу и газовому каротажу в этих отложениях повсеместно отмечались признаки нефти.

По-видимому, основными проводящими каналами при движении флюидов являются микро- и макротрещины. О наличии трещинных коллекторов свидетельствуют дебиты скважин, а также изменения характера приемистости продуктивных горизонтов при обработке последних соляной кислотой. Например, при обработке турнейских отложений в Самодуровской скв. 120 закачивалось 14 м<sup>3</sup> соляной кислоты под давлением 90 ат, при обработке этого же пласта в скв. 121 закачивалось 5 м<sup>3</sup> соляной кислоты под давлением 180 ат.

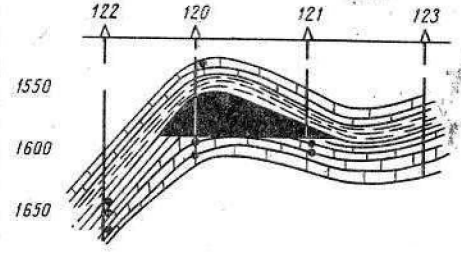


Рис. 3. Разрез турнейских отложений по скв. 123, 121, 120, 122. (Условные обозначения см. на рис. 2).

О развитии трещин в карбонатных коллекторах этих площадей указывает развитие зеркал скольжения в глинистых прослоях, видимые трещины и стилолитовые швы в кернах продуктивных горизонтов.

Небольшая эффективная трещиноватость пород приурочена к крутым крыльям валов и локальных поднятий. Так, при испытании турнейских отложений (рис. 3) в Ефремо-Зыковской скв. 14 был получен приток нефти, а при испытании этих же отложений в скв. 13 притока нефти получено не было, хотя по керну отмечены интенсивные признаки нефти (проводились вторичные методы возбуждения пласта — перфорация ТПК-22, гидропескоструйная перфорация, обработка пласта соляной кислотой).

Не получено притоков нефти и на северном своде Ефремо-Зыковского поднятия, приуроченного к пологому крылу Большекинельского вала (см. рис. 2). На севере Пономаревского поднятия признаки нефти не установлены.

Изложенные данные подтверждают представление многих исследователей о том, что наряду со структурными условиями продуктивных горизонтов, важную роль играет трещинный характер коллекторов.

При сопоставлении данных нефтеносности карбонатных коллекторов восточной части Большекинельского вала и различных районов Башкирии и Татарии видно, что характер нефтеносности идентичен. Продуктивные пласты также представлены аналогичными породами высокого сопротивления, плохо расчленяемыми по промыслово-геофизическим данным, даже по материалам  $\rho_k$ . Поэтому от-



крытие нефтяных и газовых месторождений в карбонатных коллекторах связано с большими трудностями. Основными методами в практике поисков месторождения является наблюдение за нефтегазопроявлениями в процессе бурения скважины: керновый, шламовый материал, данные газокаротажа, выборочное испытание разреза испытателями пластов.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1) карбонатные отложения палеозойского разреза регионально нефтеносны на площадях северной части Оренбургской области;

2) залежи нефти и газа в карбонатных коллекторах, как и в терригенных, приурочены к сводовым частям локальных поднятий, причем, небольшая пористость и трещиноватость приурочена к зоне максимальных перегибов пластов;

3) залежи нефти и газа в карбонатных коллекторах контролируются не только структурными условиями, но и распространением пористых, проницаемых и трещиноватых разностей пород.

Р. Г. НИКИТИНА, С. С. ЕДРЕНКИН

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ БОБРИКОВСКОГО ГОРИЗОНТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Среди пород бобриковского горизонта Оренбургской области различают песчаники, алевролиты и глины. Наиболее широко распространены песчаники и алевролиты. Кроме того, встречаются алевроито-песчаные и глинисто-алевритовые разности. Чистые глины встречаются в виде маломощных прослоев среди глинисто-алевритовых пород.

**Песчаники.** По структурным особенностям и степени сортировки обломочного материала выделяются две разновидности пород: а) песчаники мелко- и среднезернистые; б) алевроито-песчаные породы. По гранулометрическому составу последние являются переходными между песчаниками и алевролитами, содержание песчаных и алевролитовых фракций в них колеблется от 12 до 62%. Эти породы ассоциируют друг с другом и слагают хорошие пласты-коллекторы.

Песчаники хорошо отсортированные, однородные, мелкозернистые, пористые. Окраска их белая, пепельно-серая, буроватая. Встречаются черные обуглившиеся растительные остатки, в расположении которых чаще всего не наблюдается никакой закономерности, но в некоторых образцах проступает косая или горизонтальная прерывистая слоистость; границы прослоев четкие. Слоистость обусловлена распределением обуглившегося растительного детрита и глинистого вещества. В алевроито-песчаниках растительных остатков больше, что часто придает породе более темный сероватый оттенок. Местами песчаники известковисты, местами ангидритизированы. Ангидритизация точечная, в виде пятен округлой формы диаметром от 1 до 3—4 см, иногда пятна крупнее. Внешне такие песчаники представляют собой пятнистую породу, в которой ангидритизированные участки более светлой окраски, плотные и благодаря этому сохраняются на поверхности керна.

По составу песчаники кварцевые (приложение I, рис. 1, 2). Зерна кварца угловато-окатанные, угловатые, реже хорошо окатанные,

хорошо отсортированы. Кроме кварца в незначительном количестве встречаются полевые шпаты, мусковит, циркон, турмалин, рутил, лейкосен; в большом количестве в породе рассеяны мелкие хорошо ограниченные кристаллы аутигенного пирита. Кварц чаще встречается в виде монокристаллов, но отмечены и поликристаллические обломки с мозаичной структурой. Угасание равномерное, реже облачное. В кварце наблюдаются разнообразные включения. Развита процесс регенерации, хорошо заметные по цепочке очень мелких включений, расположенных на первоначальной поверхности обломков. Ориентировка наростной каемки и основного зерна одинакова. С уменьшением зернистости осадка увеличивается количество регенерированного кварца. В случае кальцитового и гипс-ангидритового цемента поверхность зерен кварца корродирована. Пластинки мусковита, встречающиеся в породе, расщеплены и гидратизированы. Циркон встречен бесцветный, розовый, часто с зональной структурой.

Основная часть изученных образцов относится к группе обломочных пород, в которых содержание обломочной части превышает 93%, иногда достигая 100%; только в некоторых случаях обломочная часть составляет 64—77% за счет карбонатного цемента.

Общее представление о гранулометрических особенностях песчаников можно получить при рассмотрении кумулятивных кривых и гистограмм (рис. 1, 2). На гистограммах, построенных для отсортированных мелкозернистых песчаников, видно, что максимум располагается в зоне мелкого песка и имеет значительную величину. У алеврито-песчаников общий довольно широкий максимум находится в интервале мелкого песка — крупного алеврита, с вершиной, в зависимости от содержания той или другой фракции, перемещающейся то вправо, то влево. Кумулятивные кривые круто поднимаются в пределах одной фракции мелкого песка для песчаников или в пределах двух фракций для алеврито-песчаников, а затем резко выполаживаются в зоне мелкого алеврита и пелита, что свидетельствует о незначительном содержании последних. Высокая степень отсортированности количественно подтверждается коэффициентом отсортированности  $S_0$  и коэффициентом несимметричности  $S_k$  [1, 2].  $S_0$  меняется в диапазоне 1,06—1,30.  $S_k$  везде близок к единице (0,8—1,2), значение  $M_d$  для песчаников соответствует размерности мелкого песка (0,11—0,19), для алеврито-песчаников — размерности крупного алеврита (0,05—0,1).

Цемент песчаников составляет 2—12%: содержание кальцитового или гипс-ангидритового цемента достигает иногда 36%. Наиболее распространен глинистый цемент порового типа. Глина каолиновая, светло-бурая с тонкоагрегатной структурой; местами наблюдаются характерные для каолинита червеобразные слабо поляризующие сростки. Многие поры остаются свободными. Часто песчинки плотно соприкасаются друг с другом, образуя тип контактового цемента со свободными порами. Нередко встречается

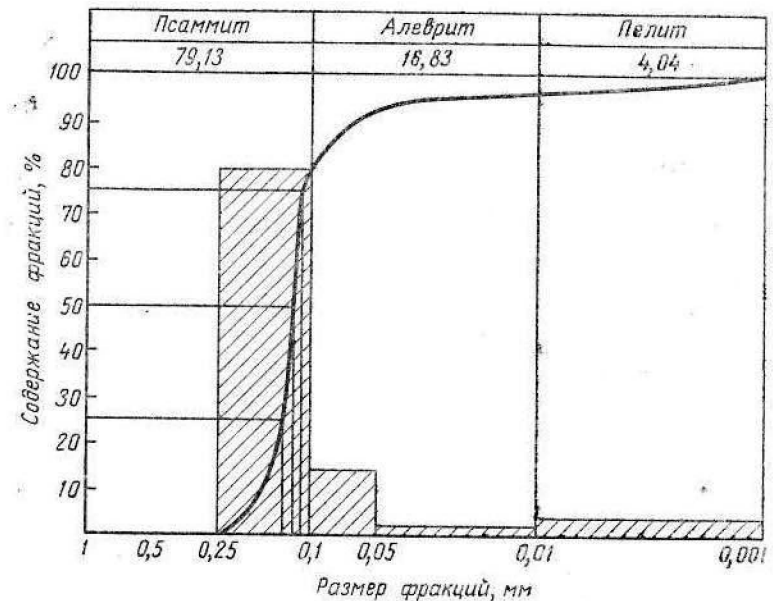


Рис. 1. Гранулометрический состав мелкозернистого отсортированного песчаника (район Твердилово).

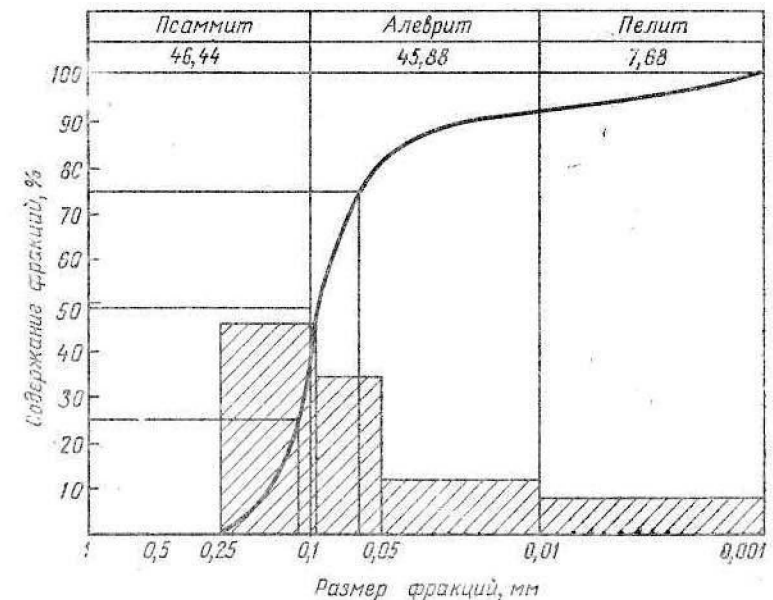


Рис. 2. Гранулометрический состав алеврит-песчаника из района Твердилово.

кальцитовый и гипс-ангидритовый цемент порового типа пойкилитовой структуры. На отдельных участках цемент базальный.

Иногда каолинит, гипс, кальцит присутствуют в песчаниках одновременно. Исходным цементирующим веществом является каолинит, более поздним — кальцит, впоследствии замещенный сульфатами.

Плотность пород данного типа колеблется в пределах 2,15—2,30 г/см<sup>3</sup>, только в известковых разностях увеличиваясь до 2,60—2,70 г/см<sup>3</sup>; пористость 13—25%, проницаемость 153—505 мд, иногда 2—3 тыс. мд.

Образование песчаников бобринского горизонта, залегающих среди глинисто-алевролитовых пород с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью, со следами деятельности илоедов, т. е. осадков сильно заболоченной приморской равнины или мелководного бассейна, происходило в условиях довольно обширного мелководного водоема. Это подтверждается и широким территориальным распространением песчаников.

Образование песчаников с косою слоистостью происходило, вероятно, в условиях прибрежных отмелей.

**Алевролиты.** Алевролитовые породы, так же как и песчаники, широко распространены среди пород бобринского горизонта.

Макроскопически и по структурно-текстурным особенностям среди них выделяются:

- 1) серые, неравномерно глинистые, слоистые алевролиты;
- 2) темно-серые, почти черные, однородные более глинистые алевролиты. Как те, так и другие бывают слабо известковистыми.

Породы первой группы слюдястые, с многочисленными обуглившимися растительными остатками. Характерная особенность их — слоистость (полого-волнистая, линзовидная и неправильная горизонтальная). Чаще это алевролиты с нарушенной текстурой (результат местных оползневых явлений, взмучивания, раздробления и смещения отдельных участков слоев), со следами жизнедеятельности илоедов и роющих организмов.

В породах, переполненных ходами илоедов, наблюдаются скопления кварцевого материала в виде узких трубочек и пятен овальной или круглой формы диаметром 0,2—0,4 мм, отделенных друг от друга темными пленками исходного глинисто-алевролитового материала. Встречаются прослои, где сохранились участки исходной породы — глинистые алевролиты, обогащенные органическим веществом и растительным детритом.

Образование пород с текстурой, нарушенной деятельностью илоедов и роющих организмов, происходило в условиях морского мелководья и заболоченной равнины. Нарушенная слоистость типа взмучивания и оползания связана с довольно активными волнениями водной среды.

Полого-волнистая слоистость (неправильная, тонкая, неравномерная, часто переходящая в линзовидную) встречается довольно часто. Она хорошо заметна благодаря наличию в алевролитах тем-

ных глинистых прослоев, обогащенных растительным детритом. Границы слоев четкие, бывают расплывчатые. Образование этих пород происходило в условиях частых, но слабых волнений в мелководной зоне побережья.

Горизонтальная слоистость встречается реже, она тонкая, часто микрослоистая, неравномерная, границы четкие. Подчеркивается также распределением глинистого вещества и растительных остатков. Образование ее связано со спокойной водной средой, в условиях лагун, остаточных водоемов.

Однородные алевролиты второй группы, как правило, более темноокрашенные, иногда почти черные, более мелкозернистые, глинистые, плотные, слюдястые. В них наряду с многочисленными мелкими присутствуют довольно крупные обуглившиеся растительные остатки. Обычно эти алевролиты не слоистые и только изредка наблюдается горизонтальная слоистость, заметная в ровном плитчатом сколе породы в расположении растительного детрита.

Основная часть изученных образцов относится к группе обломочных разностей, с содержанием нерастворимой части выше 98%.

По гранулометрическим особенностям алевролиты разбиваются на две группы, соответствующие выделенным выше. Каждая группа характеризуется определенным типом кумулятивных кривых. Алевролиты первой группы дают довольно ярко выраженную, иногда почти вертикально направленную кривую, перегиб в зоне крупного алеврита, и далее она идет почти диагонально (рис. 3). Значения соответствующих коэффициентов указывают на небольшую степень отсортированности материала:  $S_0$  меняется в пределах 3,7—6,0,  $S_k$  0,03—0,7,  $M_d$  находится в пределах среднезернистого алеврита (0,02—0,05 мм). Алевролиты второй группы характеризуются более плавной кривой: начинается она в интервале крупного алеврита и на большем своем протяжении идет почти диагонально (рис. 4); значение  $M_d$  находится в интервале мелкого алеврита (0,011—0,014 мм).

Микроскопические исследования также подтверждают наличие двух групп алевролитов (приложение I, рис. 3, 4). Однородные глинистые алевролиты состоят в основном из мелких (0,01—0,04 мм) фракций алеврита и из глинистых частиц. Глинистая часть составляет 40—50%. Более крупные обломки присутствуют спорадически. Слоистые алевролиты более разнообразны по составу: содержание глинистых частиц в них колеблется в пределах 25—45%, крупные фракции присутствуют в большем количестве; те и другие группируются в отдельные прослои, линзы, пятна с нерезкими границами. Обычно чередуются прослои слабо и сильно глинистых алевролитов, причем в сильно глинистых разностях наблюдается большее количество обуглившихся растительных остатков и спор. Таким образом, слоистость является результатом разного соотношения обломочного и цементирующего материала и растительных остатков.

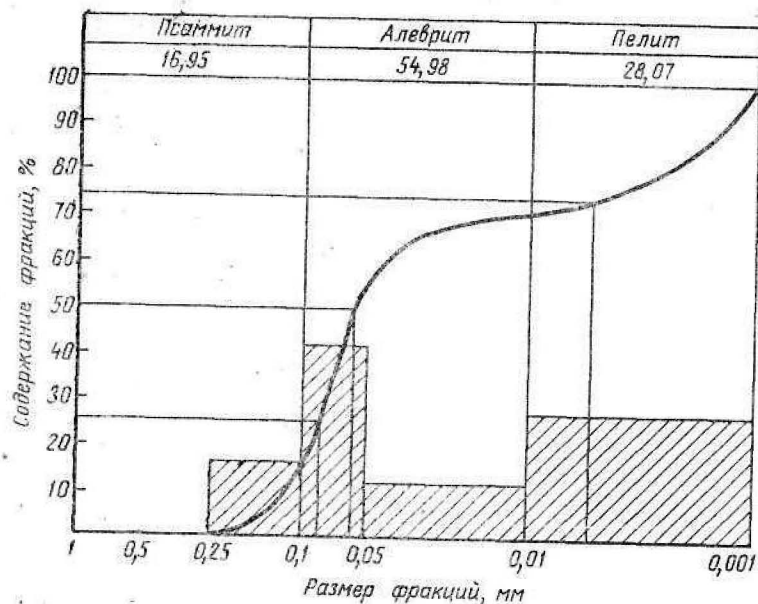


Рис. 3. Гранулометрический состав глинистого слонстого алевролита (район Твердилово).

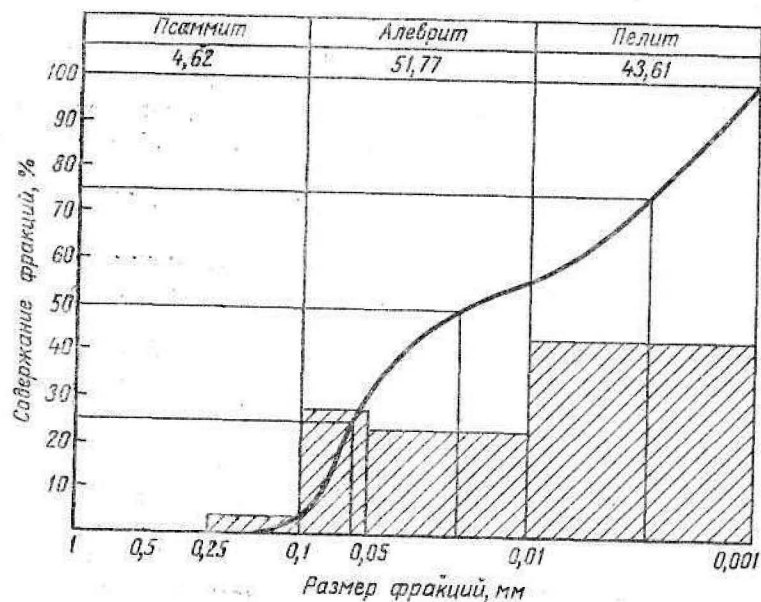


Рис. 4. Гранулометрический состав однородного глинистого алевролита (район Твердилово).

Основной компонент обломочной части — кварц, встречающийся в виде угловатых, угловато-окатанных зерен, редко полевых шпатов. Чаше, чем в песчаных породах, встречается регенерированный кварц, за счет чего на отдельных участках отмечается цемент разрастания. Из аксессуарных минералов в незначительном количестве присутствуют циркон, турмалин, слюды, титансодержащие минералы. Слюды, в основном мусковит, располагаются по наслению. Много мелкокристаллического пирита, особенно в глинистых прослоях, обогащенных растительным детритом. Цемент (в большинстве случаев глинистый) заполняет все пространство между зернами, что снижает значения пористости (порядка 2—3%). Глина светло-бурая, бурая в местах, обогащенных растительным детритом, почти изотропная или слабо поляризующая, спутанно-волоконистого строения, в основном по составу каолинистая; в виде прослоев наблюдается чешуйчато-волоконистая, более ярко поляризующая, каолинит-гидрослюдистая. Местами в глинистой массе рассеяны мелкие зерна кальцита. Тип цемента базальный или выполненный пор. Кроме того, встречаются пятна пиритового цемента базального типа и кварцевого цемента разрастания.

Плотность алевролитовых пород меняется от 2,35 до 2,90 г/см<sup>3</sup>, преобладают значения 2,40—2,60 г/см<sup>3</sup>. Карбонатность не превышает 2%.

Алевролиты, как отмечалось выше, перекрывают и подстилают песчаные породы. Слонстые алевролиты являются переходными от более глинистых к алеврито-песчаным.

Образование алевролитов происходило в условиях периодически осушавшихся мелководных водоемов или приморской заболоченной равнины.

**Глины.** Глинистые породы встречаются, как правило, совместно с глинистыми алевролитами, с которыми связаны постепенными переходами.

Породы этого типа характеризуются высоким содержанием нерастворимого остатка, составляющего не менее 90—92%. При этом выделяются разности глин, почти не содержащие алевритовой примеси и сильно обогащенные ею (приложение I, рис. 5). По внешнему виду различаются темно-серые и совершенно черные глины. И те и другие содержат большое количество обуглившегося растительного детрита, расположенного по плоскостям насления; в черных — количество его в отдельных прослоях настолько значительно, что порода переходит в плитчатый, легкий углистый сланец. Часто глины известковисты, иногда содержат многочисленные стяжения в прослоях пирита. В большинстве своем глины тонкослоистые, при ударе распадаются на тонкие плитки, или массивные со скорлуповатой отдельностью. На плоскостях насления заметны скопления мелких чешуек слюды. По данным гранулометрического состава содержание пелитовой фракции не опускается ниже 50—55%. Суммарная кривая полого поднимается в области алевритовых фракций, а в зоне пелита становится несколько круче. Обычно она на-

чинается в интервале мелкого песка, крупного алеврита, где идет почти параллельно оси абсцисс, что указывает на небольшое содержание этих фракций (рис. 5). В образцах со значительной алевритовой примесью суммарная кривая направлена почти диагонально, с небольшим перегибом в зоне мелкого алеврита.

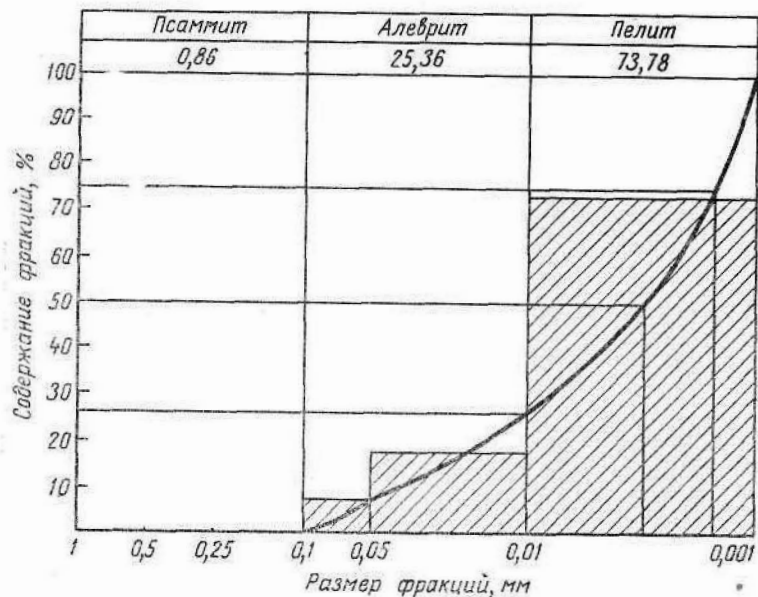


Рис. 5. Градулометрический состав глины (район Могутово).

Микроскопическое изучение образцов показывает, что в большинстве случаев породы сложены бурой, буровато-серой слабо поляризующей, иногда почти изотропной глинистой массой, мелкоагрегатной беспорядочно ориентированного или на отдельных участках и прослоях чешуйчато-волокнистого строения. В общей массе наблюдаются более ярко поляризующие чешуйки гидрослюды и крупные бесцветные листочки мусковита, располагающиеся параллельно слоистости, иногда окаймляющих обломки кварца. Раскристаллизация изотропной глинистой массы обычно начинается вокруг включений кварца, кристаллов пирита. Глины обогащены пиритом, который образует мелкие рассеянные кристаллы, стяжения, псевдоморфозы по растительным остаткам. Бурый цвет пород связан с тонкодисперсным рассеянным органическим веществом, распределение которого в породе часто неравномерно-сгустковое. В породе отмечены многочисленные споры и мелкие обуглившиеся растительные остатки.

Кривые нагревания глин характеризуются двумя эндотермическими и экзотермическими эффектами (рис. 6). Первый эндотермический эффект небольшой, растянутый в интервале 100—150°С,

связан возможно с присутствием небольшой примеси галлузита, второй эндотермический эффект в интервале 550—650°С большой и довольно интенсивный осложнен небольшим перегибом, что вызвано разложением пирита и присутствием карбонатов. Экзотерми-

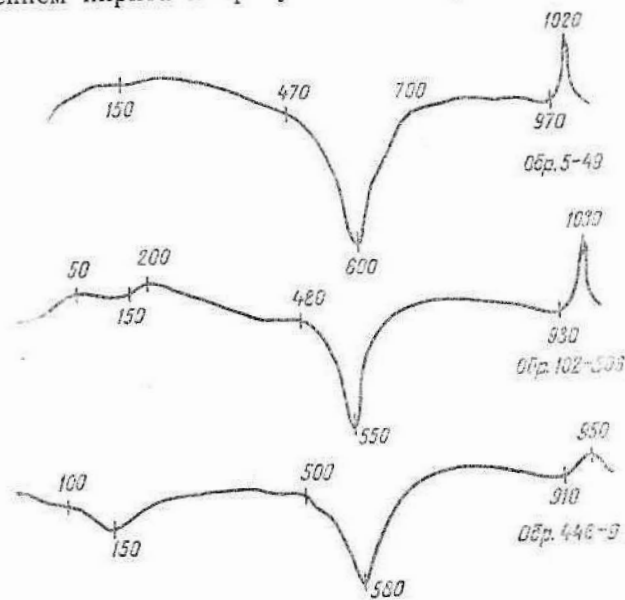


Рис. 6. Кривые нагревания глин (бобриковский горизонт).

ческий эффект в интервале 950—1050°С характерен для каолини-товых глин, но несколько меньше. Кривые нагревания и микроскопическое изучение образцов свидетельствуют о том, что глинистое вещество в бобриковских отложениях представлено гидрослюдисто-каолининовой ассоциацией.

Образование глин, так же как и тесно связанных с ними глинистых алевролитов, происходило в условиях приморской заболоченной равнины и мелководных реликтовых водоемов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Батури В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР, 1947.
2. Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостолтехиздат, 1961.

Н. А. МЕЛЬНИКОВА, Г. П. МЯСНИКОВА

#### КЛАССИФИКАЦИЯ МИКРОТРЕЩИН И ВЛИЯНИЕ МИКРО- И МАКРОТРЕЩИН НА КОЛЛЕКТОРСКУЮ ЕМКОСТЬ ПОРОД ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Трещиноватость пород изучалась по керну глубоких скважин, в больших шлифах (по методике ВНИГРИ) и по материалам промысловой геофизики. Впервые классификация микротрещин была разработана Е. М. Смеховым [5], которая была использована авторами для Оренбургской области.

В основу классификации трещин положена классификация Оренбургской области.

По генетическому признаку различают трещины диагенетические, диагенетически-тектонические и тектонические группы трещин [4].

Трещины первой группы выделить очень трудно, так как в чистом виде они встречаются редко. В турнейских отложениях Большекинского вала [приложение II, рис. 1] эти трещины чаще выполнены глинистым материалом, реже битумом; раскрытость их от 4 до 15 мк, густота достигает 500 1/м. По форме они сильно ветвящиеся, извилистые и прерывистые.

Тектоническая трещиноватость обусловлена различными тектоническими деформациями и влиянием планетарных факторов. Густота тектонических трещин увеличивается на наиболее напряженных участках структур — на периклиналях, крутых крыльях, узких сводах. Тектонические вертикальные макротрещины отмечены в турнейских слабодолмитизированных известняках в Петро-Херсонской скв. 351 (интервал 2419,0—2423,0 м). Мощность трещиноватых пород около 50 м. Весь керн разбит различно ориентированными и горизонтальными трещинами (приложение II, рис. 2), заполненными легкой нефтью и битумом. Известняки турнейских отложений Покровской площади так сильно разбиты трещинами, что часто имеют вид брекчий.

Трещины могут быть выполнены различными минералами (кальцитом, доломитом, ангидритом, пиритом, халцедоном и др.) и глинистым материалом.

Характер выполнения трещин различен. Раскрытость таких трещин меняется от 5 до 100 мк и выше, густота от 5 до 150 1/м, ориентировка различная (горизонтальная, наклонная, вертикальная). Трещины, выполненные минералами, чаще неветвящиеся (приложение II, рис. 3), пересекающиеся (приложение II, рис. 4) и очень редко ветвящиеся.

Трещины, заполненные мелко- и среднезернистым карбонатным материалом (кальцитом, доломитом), возникли, по-видимому, в стадию диагенеза и окончательно сформировались в стадию эпигенеза. Доказательством тому служит сходство состава и структуры карбонатного материала самой породы и материала, заполняющего трещины. Трещины, заполненные крупнозернистым (0,2—0,3 мм) кальцитом и доломитом, иногда даже рассекающие минеральные зерна самой породы, образовались в стадию эпигенеза (приложение II рис. 5). Трещины, заполненные ангидритом, пиритом, гипсом и халцедоном, возникли в стадии эпигенеза или позднего диагенеза.

Повсеместно и по всему разрезу отмечались трещины, заполненные глинистым материалом. Больше всего их в турнейских и фаменских отложениях на Аркаевской, Ефремо-Зыковской, Измайловской и др. площадях. Эти трещины сильно ветвящиеся, извилистые, в основном горизонтальные. На рис. 6 (приложение II) керн представлен мелкозернистым, слабо доломитизированным известняком, зажатым двумя углисто-глинистыми пиритизированными пропластками. Известняк рассечен вертикальными трещинами, выполненными глинистым материалом, затухающими по направлению к глинистым пропласткам. Это ставит под сомнение вывод некоторых исследователей о приуроченности наибольшей трещиноватости к разделу пластичных и плотных пород. В глинистом материале встречается примесь битума и пирита. Глинистый материал чаще полностью заполняет пространство трещины, иногда образует тончайшие примазки на стенках, а иногда заполняет центральную ее часть, оставляя свободное пространство у стенок. Раскрытость таких трещин меняется от долей миллиметра до 1—1,5 см, густота от 10 до 200 1/м. Извилистые и ветвящиеся трещины создают брекчиевидную текстуру породы и часто переходят в парастилолиты (позднедиагенетические и эпигенетические образования).

Происхождение глинистого вещества в микротрещинах пока не ясно. Одни исследователи считают, что оно выпадает в полости трещины при циркуляции растворов по породам, обогащенным песчано-алевритовым материалом. На глубине в микротрещинах это вещество находится в коллоидальном состоянии и свободно передвигается, а на поверхности теряет воду и загустевает. По мнению других исследователей в стадию диагенеза глинистое вещество адсорбируется трещинами из самой породы и находится в них в твердом состоянии, «запечатывая» трещины.

В трещинах, заполненных битумом, цвет последнего от черного до светло-желтого. Черный (древний) и темно-коричневый битум

заполняет в основном трещины извилистые, огибающие кристаллы. Н. В. Богородицкая [1] считает, что степень метаморфизации этого битума соответствует степени метаморфизации углей каменноугольного возраста. Темный битум наблюдается и между зернами карбоната. Видимо, такой битум сингенетичный и имеет прямую связь с битумом в трещинах (приложение II, рис. 7).

Трещины, содержащие светлый битум, более молодые. Характер их заполнения разнообразен: чаще всего трещины целиком выполнены битумом, иногда отмечаются примазки битума по стенкам трещин, реже битум имеет минераловидное распределение. Раскрытость трещин, выполненных битумом, от 5 до 70 мк. Трещины эти преимущественно извилистые и ветвящиеся. Густота их различная, иногда до 50—150 1/м. Наиболее густые трещины наблюдались в шлифах Заглядинской, Султангуловской, Покровской и др. площадей (турнейские отложения). На Совхозной площади трещины, выполненные битумами, часто связаны со стилолитовыми образованиями (пермские отложения).

*Открытые микротрещины.* Распространение открытых микротрещин различно (приложение II, рис. 7). Они развиваются по трещинам, выполненным минералами, пересекают или проходят внутри них; иногда распространяются вне связи с трещинами, выполненными минералами, иногда проходят внутри стилолитовых швов.

Форма открытых трещин прямолинейная, слегка извилистая, иногда ветвящаяся. По отношению к слоистости они могут быть как вертикальными, так и горизонтальными. Раскрытость микротрещин от 4—5 до 20—30 мк (преимущественно 10—15 мк), густота колеблется от 10 до 250 1/м. Образование открытых трещин обусловлено в основном диагенетически-тектоническими процессами. Прямолинейные трещины, как правило, пересекают породу, органические остатки и другие, находящиеся в породе включения, не меняя своего направления. Максимальная раскрытость прямолинейных трещин 30—35 мк. Форма и распределение в породе извилистых открытых микротрещин зависит от литологического состава пород. Извилистые трещины образовались главным образом в результате диагенетических и эпигенетических процессов. В породах с однородным литологическим составом и структурой извилистые трещины встречаются реже, чем в органогенно-обломочных, разнозернистых, доломитизированных или перекристаллизованных разностях. На густоту открытых извилистых трещин особенно влияют процессы вторичной доломитизации и окремнения: чем больше вторичного доломита в породе, тем больше трещин, располагающихся по контуру зерен доломита неправильной конфигурации.

*Раскрытие трещин на глубине.* По этому вопросу существует два противоположных мнения. Одни исследователи [5 и др.] утверждают, что на глубине более 1000 м могут существовать лишь трещины, раскрытые до 100 мк, так как в условиях высокого давления сохранить раскрытость больше этой величины могут лишь трещины

очень извилистые или имеющие распоры в виде сужений или частично заполненные.

Другие исследователи [2, 3 и др.] считают возможным наличие зияющих макротрещин на глубине, и в доказательство они указывают на раскрытые трещины, встречающиеся в горных выработках и обнажениях.

К. Б. Аширов связывает поглощение бурового раствора и провалы инструмента, наблюдаемые в карбонатных отложениях палеозоя Волго-Уральской области, с наличием на глубине зияющих трещин. Доказательством существования дизъюнктивных нарушений может служить керн с плоскостями скольжения под углом 85—90° из скважин Аркаевской, Пономаревской, Тарханской, Покровской площадей. Весьма вероятно, что простиранье дизъюнктивных нарушений близко к вертикальному, поэтому их трудно уловить скважинами.

В керне карбонатных отложений палеозоя встречаются как макротрещины (раскрытость больше нескольких сантиметров), так и микротрещины (раскрытость измеряется долями миллиметра). На Петро-Херсонцевой и Ивановской площадях трещины, выполненные битумом и открытые, видимы невооруженным глазом — волосяные, раскрытие их — десятые доли миллиметра.

В Совхозной скв. 44 открытые трещины достигают ширины нескольких сантиметров, но они, как правило, частично выполнены минеральным веществом или нефтью. Встречаются и открытые трещины, раскрытостью больше 1 см (Твердиловская площадь).

Изучение фактического материала позволяет сделать вывод о значительной роли трещиноватости в формировании коллекторской емкости карбонатных пород.

Сопоставление данных фактической проницаемости по промышленным данным РК и лабораторным определениям свидетельствуют о широком развитии на глубине макротрещиноватости с раскрытостью более 100 мк.

О широком развитии трещиноватости и кавернозности в карбонатной части разреза палеозоя свидетельствуют также поглощение глинистого раствора в процессе бурения и гидрогеологические «окна».

Нами обобщен материал по поглощениям глинистого раствора в Оренбургской области, составлены соответствующие карты и установлено, что эти зоны приурочены главным образом к сводам поднятий и периклиналям, причем наиболее интенсивные поглощения отмечаются в отложениях нижней части фаменского яруса, на границе турнейского и фаменского ярусов, а также в отложениях сакмарского, артинского и кунгурского ярусов.

Зоны поглощения рассматриваются, с одной стороны, как участки дробления и трещиноватости, подвергшиеся процессам каверно- и карстообразования (при простом выщелачивании не было бы такой приуроченности к тектоническим формам), и, с другой стороны,

как колоссальный резервуар, который может оказаться в благоприятных условиях вместилищем нефти и газа.

Получены также данные [6] по зонам с аномальной минерализацией, солевому и газовому составу пластовых вод, свидетельствующие о наличии трещин, обуславливающих сообщаемость водоносных горизонтов. В районе Султангуловского месторождения (скв. 72, 98, 99, 228) отчетливо устанавливается положение участка дробления.

Все вышесказанное подтверждает существование раскрытых макротрещин и на глубине свыше 1000 м с раскрытостью более 100 мк. Эти трещины диагенетически-тектонического происхождения, очень изогнутой формы могут перераспределить давления также, как и каверны, и не подвергаться сильному сжатию на глубине [4].

**Эффективность микротрещин.** Критерием для разделения всех существующих микротрещин на эффективные и неэффективные является их раскрытость, допустимая для фильтрации флюидов.

Отнесение к эффективным трещинам открытых трещин, заполненных светлым битумом или кальцитом, а к неэффективным — выполненных ангидритом, гипсом, пиритом, халцедоном и глинистым веществом, несколько условно. Во-первых, раскрытость выполненных минералами трещин в призабойной зоне пласта при бурении и гидроразрыве может увеличиваться (тем самым увеличивается проницаемость пласта). Во-вторых, отмечаемые в трещинах, выполненных глинистым материалом, примесь битума и полые пространства по стенкам трещин и внутри глинистого материала дают основание отнести их к эффективным трещинам.

Наиболее эффективны трещины с раскрытостью 20 мк и выше.

При изучении трещиноватости к эффективным трещинам мы отнесли трещины, заполненные коричневым и желтым битумом и открытые. Существующее мнение о малой емкости трещинного коллектора, на наш взгляд, мало обосновано. На Твердиловской площади получена нефть из трещиноватых известняков турнейского яруса. Дебиты нефти здесь достигали до 300 т/сутки при 12-мм штуцере.

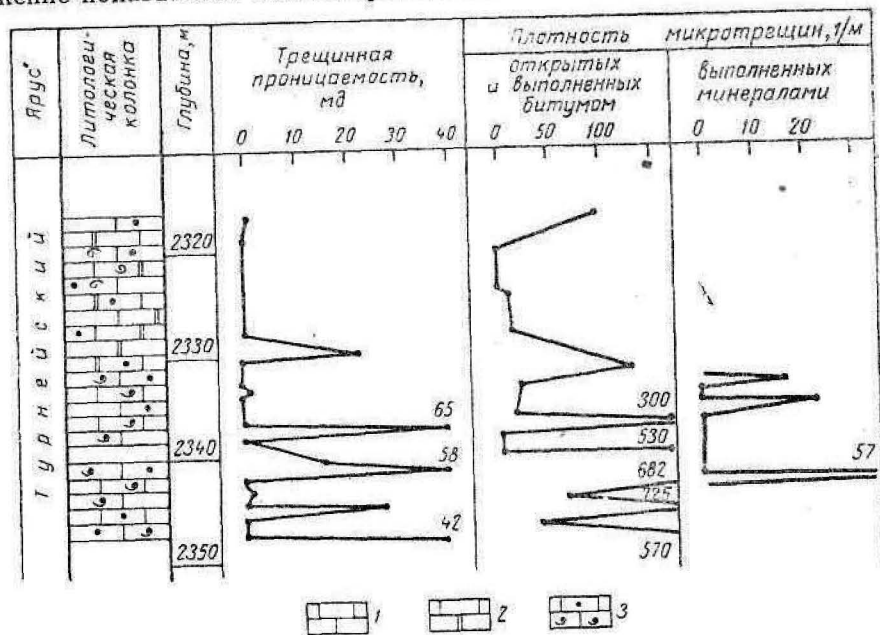
Трещиноватые породы, представленные плитчатыми известняками скорлуповатой отдельности, могут быть прекрасными коллекторами с высокой емкостью. Из таких известняков турнейского яруса в Татарии получены фонтанные притоки нефти. Для детального изучения трещин и трещинных коллекторов необходимо изучать больше керн, так как изучение только геофизических материалов недостаточно.

На рисунке дана характеристика трещинной проницаемости, плотности эффективных трещин, плотности минеральных трещин и связь их с литологическими особенностями пород.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Для объективной оценки емкости и проницаемости карбонатного коллектора изучение его должно производиться на образцах,

возможно, большего размера с обязательным выходом керна 80—90%. Сопоставление коллекторских свойств по материалам наблюдения за эксплуатационными скважинами и результатам лабораторного анализа керна малого диаметра указывает на резкое занижение показателей коллекторских свойств последних.



Зависимость трещинной проницаемости от литологии пород. Покровская скв. 120. 1—известняк; 2—известняк доломитизированный; 3—известняк с растительными остатками.

2. Трещиноватые породы широко распространены в природе. Породы с открытыми трещинами часто являются резервуарами нефти и газа. Недочет этих параметров объясняется недостатками геологической документации. Мощные фонтаны нефти из «практически непроницаемых пород по керну» и высокие дебиты эксплуатационных скважин яркое тому свидетельство.

3. Трещиноватость наиболее хорошо выражена в окрепших кониконхиевых известняках доманиковского и мендымского горизонтов, в плотных афанитовых известняках аскынского горизонта, а также в органогенно-обломочных известняках турнея. Она развита также в карбонатных породах эйфельского и живетского ярусов. Большое значение имеет трещиноватость, возникшая в результате тектонических процессов, горного давления и планетарных факторов.

4. В региональном плане трещиноватость наиболее развита в зонах сочленения крупных площадных тектонических элементов и протяженных линейных зон. В пределах локальных структур максимальная трещиноватость наблюдается в сводах поднятий и пери-



клинальных окончаниях, что хорошо согласуется с дебитами скважин на Красноярской и Тарханской площадях, а также с определениями трещинной проницаемости по методике ВНИГРИ. Для опробования рекомендуются карбонатные отложения эйфельского, живетского и нижнефранского ярусов в центральных и юго-восточных районах области, а также породы доманикового типа (доманиковый, мендымский горизонты и частично верхнефранский подъярус), характеризующиеся повышенными показателями трещиноватости, и с этих позиций представляющие большой интерес в зонах сочленения крупных блоков и на линейных дислокациях. Рекомендуется опробование пород доманикового типа на Большекинельском валу, Самаркинской дислокации и бортовых участках Прикаспийской впадины. Борт Прикаспийской впадины наиболее перспективен в трещиноватых карбонатах доманика, так как здесь создавались максимальные напряжения и наиболее благоприятные условия для формирования трещин.

5. Высокими коллекторскими свойствами обладают тонкоплитчатые известняки скорлуповатой отдельности, сильно разбитые микро- и макротрещинами, приуроченные к отложениям турнейского яруса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богородицкая Н. В. Форма залегающих битума в палеозойских отложениях. Труды Куйбышевского НИИ НГ, вып. 7, 1963.
2. Капыстьянский Р. С. Роль трещин на Бориславском месторождении нефти. Геология нефти и газа, № 11, 1959.
3. Леворсен А. И. Геология нефти. Гостоптехиздат, 1958.
4. Мельникова Н. А. Карбонатные коллекторы палеозоя Оренбургской области. Перспективы их нефтегазоносности и условия разработки залежей. Автореф. канд. дисс., ВНИГРИ, 1963.
5. Сметов Е. М. Закономерности развития трещиноватости в горных породах и их коллекторские свойства. Гостоптехиздат, 1961.

Н. И. ВАРЕНИЧЕВА, Н. А. МЕЛЬНИКОВА

#### ВЫДЕЛЕНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ МЕТОДАМИ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ И УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На основании комплексного изучения литологии, петрографии, гидрогеологии, промысловой геофизики и результатов бурения в карбонатном разрезе палеозоя Оренбургской области выделены типы коллекторов, характерные для определенных литолого-фациальных и тектонических зон.

В основу классификации коллекторов была положена схема ВНИГРИ, по которой все коллекторы по условиям фильтрации подразделены на межгранулярные и трещинные группы, но в природе чаще встречаются смешанные коллекторы, представленные и межгранулярными, и трещинными коллекторами, которые мы выделяем в третью группу. По характеристике емкости эти группы карбонатных коллекторов могут быть подразделены на 15 типов. Название коллектора определялось по принципу преобладающего влияния того или иного структурного признака.

В настоящей статье излагаются результаты интерпретации данных промысловой геофизики, литологии и бурения.

На рис. 1 приводится пример разделения карбонатных пород по структурным признакам на основании материалов промыслово-геофизических исследований.

В отложениях турнейского яруса Покровской площади выделены основные типы коллекторов с пористостью гранулярной, переходящей в каверновую (смешанной), и мегапористостью. Присутствие последнего типа коллектора подтверждается катастрофическими поглощениями фильтрата при бурении.

По материалам промыслово-геофизических исследований скважин при значительной межзерновой пористости коллекторы выделяются уверенно, как чисто гранулярные. Порово-кавернозные коллекторы на кривых электрометрии отмечаются так же, как и поровые, но показания на диаграммах НГМ еще ниже.

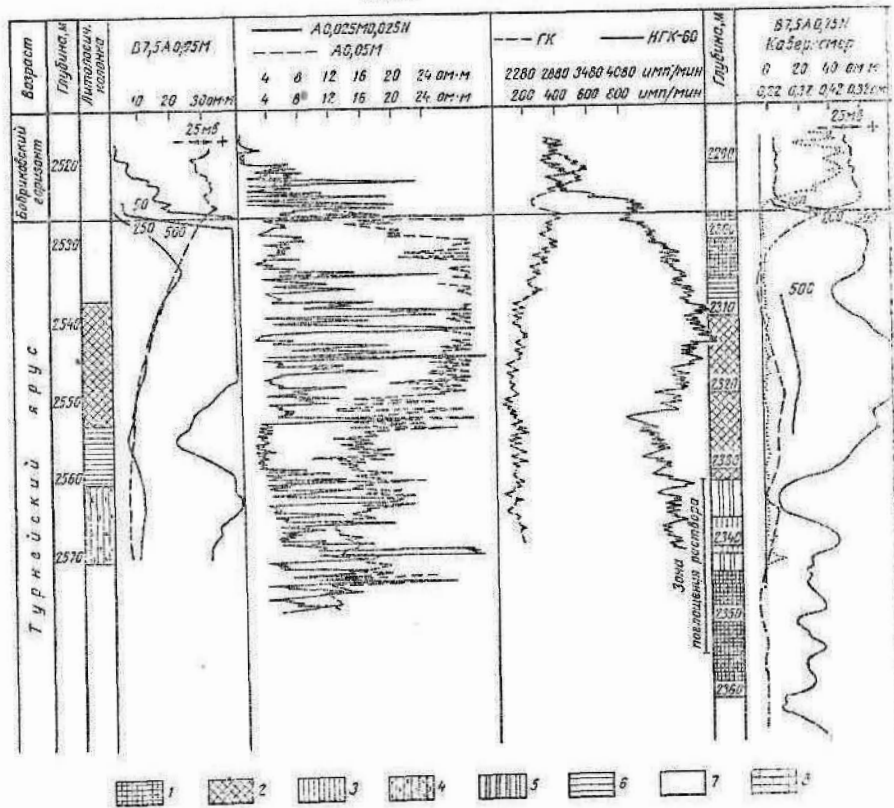
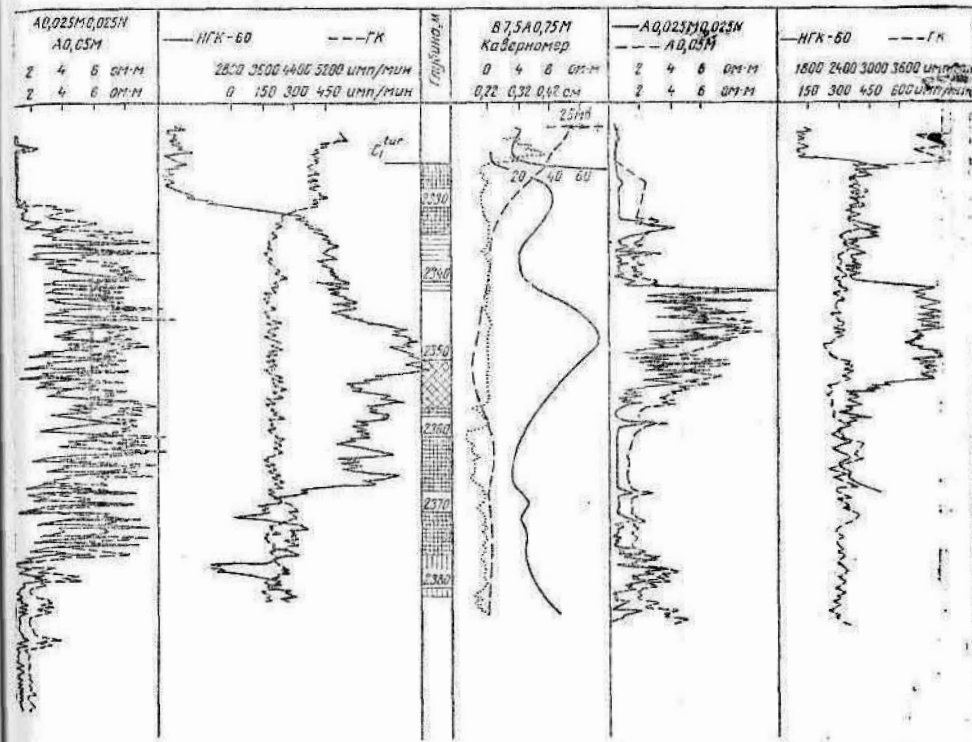


Рис. 1. Выделение разных типов коллекторов  
 1—поровый коллектор; 2—трещинный коллектор; 3—порово-трещинной коллектор; 4—трещино-поровый коллектор; 5—порово-трещинно-кавернозный коллектор (карстовый); 6—карстово-порово-трещинный коллектор; 7—зона отсутствия коллекторов; 8—известняк

Особый интерес представляет выделение карстового коллектора, пористость которого отличается от трещинной и гранулярной. Коллекторские свойства закарстованных зон не могут быть изучены по керну, определить их возможно лишь геофизическими методами и по результатам исследований в скважинах. На диаграммах КС закарстованные карбонатные отложения выделяются пониженными значениями. На кавернограмме наблюдается значительное увеличение диаметра скважины. Крупные каверны чередуются с участками пустот постоянного диаметра, близкого к диаметру долота. Основным признаком прохождения карстов — провалы инструмента и катастрофические поглощения бурового раствора. В целях борьбы с поглощениями раствора карстовые пустоты полностью цементируются, и мы получаем искаженные диаграммы, не позволяющие уверенно характеризовать коллектор. Карстовые коллекторы отмечены на основании сведений о катастрофических поглощениях раствора.



в карбонатном разрезе на Покровской площади.  
 1—поровый коллектор; 2—трещинный коллектор; 3—порово-трещинной коллектор; 4—трещино-поровый коллектор; 5—порово-трещинно-кавернозный коллектор (карстовый); 6—карстово-порово-трещинный коллектор; 7—зона отсутствия коллекторов; 8—известняк

Особую трудность представляет выделение трещиноватых коллекторов и связанных с ними коллекторов смешанного типа.

Комплекс промыслово-геофизических и геохимических методов исследования скважин глубокого разведочного бурения (включая электрорадиометрию) проводится независимо от типа вскрываемого разреза.

Эти методы не всегда позволяют выделить в разрезе трещинный коллектор, особенно при низкой общей пористости блоков. Газовым каротажем удалось установить в некоторых разведочных скважинах Ефремо-Зыковской площади в отложениях фаменского яруса нефтегазосодержащие пласты — низкопористые трещиноватые известняки. Однако эффективность газового каротажа в Оренбургской области до сих пор низкая. Так, при вскрытии фаменских отложений на соседней Пономаревской площади газовым каротажем залежь не была установлена, а при испытании скв. 148 получен промышленный приток нефти.

Материалы промыслово-геофизических исследований этой скважины не позволяют не только оценить нефтенасыщенность указанных пород, но даже выделить коллекторы.

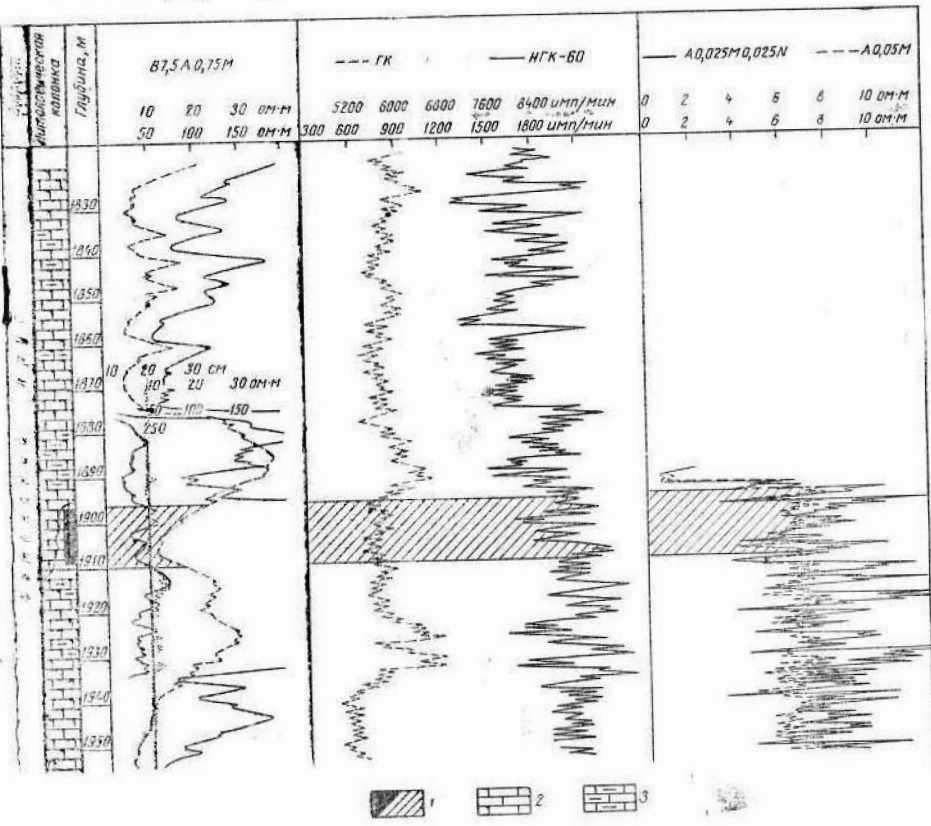


Рис. 2. Разрез Покровской скв. 148.

1—трещиноватый нефтеносный известняк; 2—известняк; 3—доломитизированный известняк.

Кривые КС указывают на значительную электрическую неоднородность пород в интервале опробования 1896—1909 м (рис. 2). Кривые микрозондирования представляют собой «пилу», характерную для плотных пород.

Каверномером зафиксирован номинальный диаметр скважины. Кривая ПС — четкая отрицательная аномалия. Радиоактивные исследования (НГМ, ГМ) не вносят ясности в коллекторские свойства карбонатных пород. Значения НГМ близки к максимальным, отдельные маломощные пропластки с повышенным содержанием водорода при незначительной естественной радиоактивности дают максимальные значения.

Подобную характеристику имеют породы большей части разреза и коллектор не всегда выделяется.

Величина КС на кривых микрозондирования, интенсивность радиационного гамма-излучения, диаметр скважины на кавернограмме не являются характерными для трещинных коллекторов.

Считалось, что о наличии трещинных коллекторов можно судить по поведению кривой ПС. При незначительном отклонении ее в сторону положительных значений пласт из интерпретации исключался как непроницаемый. Однако материалы последних лет показывают, что трещинные коллекторы могут иметь значения естественных потенциалов как отрицательные, так и положительные.

Одним из примеров может служить Покровская скв. 139, в которой промыслово-геофизические исследования проводились дважды с разницей во времени в 12 дней.

После обработки материалов первого замера породы в интервале 2410—2428 м (турнейского яруса) и 2300—2340 м (тульского горизонта) охарактеризованы как плотные непроницаемые (рис. 3).

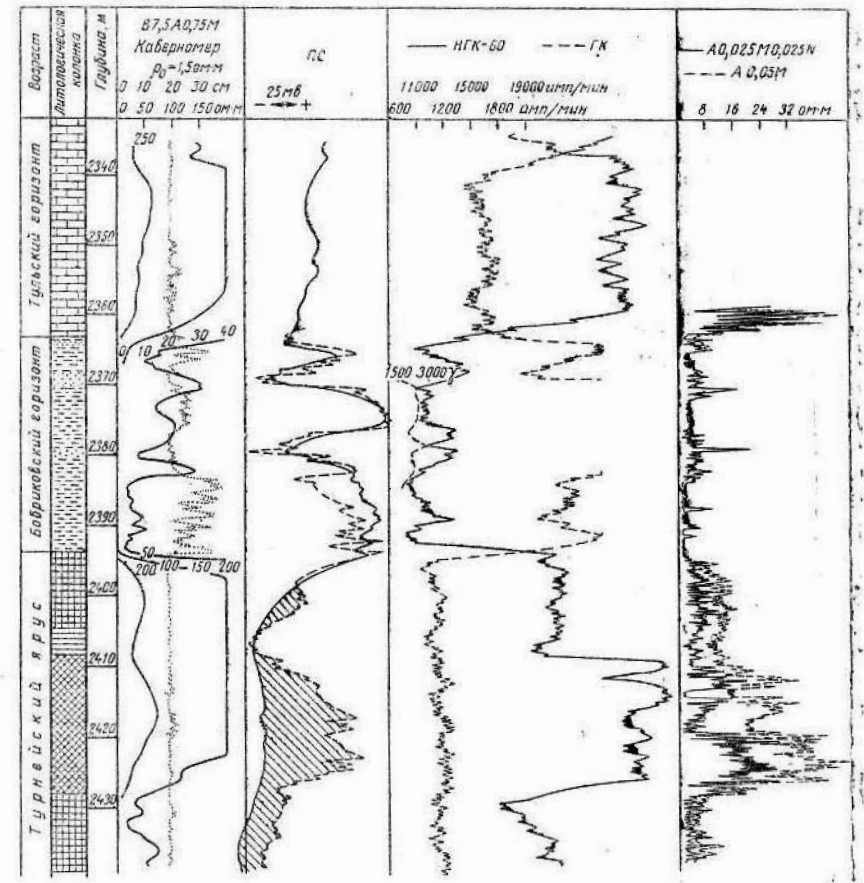


Рис. 3. Разрез Покровской скв. 139. Условные обозначения см. на рис. 1

Повторными работами зафиксировано повышенное проникновение фильтрата в эти пласты. Но наиболее интересными оказались повторные замеры естественного потенциала. Если совместить две кривые ПС по максимальным показаниям (чистые разности пористых песчаников и известняков) и минимальным (глины), наметится четкое отклонение кривой ПС в сторону положительных значений (низкопористые трещиноватые известняки турнейского и тульского возраста). Характерно, что в общей пачке трещинных пород интервалам повышенной пористости соответствует меньшее отклонение амплитуды естественного потенциала.

По-видимому, в промежутке времени между двумя БКЗ в результате глубокого проникновения фильтрата раствора происходит изменение знака ПС на противоположный. В коллекторах с межзерновой пористостью  $k_n = 12\%$  (интервал 2394—2410 м) поведение кривой ПС не изменилось.

Таким образом, повторные исследования позволили уточнить разрез и выделить в интервалах 2410—2428 и 2340—2360 м коллекторы трещинного типа.

Анализ результатов промыслово-геофизических исследований разрезов скважин показывает, что наилучшую информацию о коллекторах дают материалы повторных замеров БКЗ при различной минерализации буровых растворов в комплексе с данными радиометрии.

При бурении скважин на пресном растворе повышающее проникновение не позволяет по сопротивлениям отличить трещинный коллектор от плотных непроницаемых пород. При смене раствора на более минерализованный значительные сопротивления плотных пород остаются прежними, но значительно снижаются  $\rho_n$  в коллекторе.

Таким образом, для выделения низкопористого трещинного коллектора при бурении скважин на пресных растворах предлагается проводить первый замер БКЗ сразу же после вскрытия пород бурением, второй замер БКЗ—после заполнения скважины соленым буровым раствором или водой.

Материалы вскрытия пород на соленой воде нами не анализировались. Но можно предположить, что коллекторы будут выделяться по низким КС на кривых БКЗ, снятых сразу после вскрытия пород бурением, по сравнению с породами-коллекторами такой же общей пористости, определяемой по кривой РК. Кривые БКЗ в условиях соленого раствора будут сглаженными, эффект снижения КС в трещинном коллекторе мал.

Для выделения трещинных коллекторов необходимо внедрять метод акустического каротажа (ЛАК-1), который дает диаграмму распространения упругих волн по породе, где трещиноватые породы характеризуются большим поглощением упругих колебаний. В Оренбургской области акустический каротаж был проведен впервые на площадях Большекинешельского вала. Результаты получены обнадеживающие.

Н. А. МЕЛЬНИКОВА, Н. И. ВАРЕНИЧЕВА

#### ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАШИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

При оценке нефтяных и газовых месторождений большое значение имеет сопоставление литолого-петрографических, геолого-геофизических и коллекторских свойств пластов-коллекторов, а также детальное изучение плотных пропластков и глинистых перемычек между пластами (рис. 1, 2).

Пласт  $D_1$  на территории области пользуется почти повсеместным распространением. На юге области пласт-коллектор  $D_1$  пока не установлен. В разрезах Новосергиевской скв. 1 и Соболевской скв. 100 пашийские отложения сложены аргиллито-алевролитовыми породами с прослоями известняков.

На остальной территории области отложения пашийского горизонта представлены песчаниками, алевролитами, глинами и аргиллитами.

Отложения пашийского горизонта характеризуются резкой литологической изменчивостью пород. Песчаники большой мощности переходят в глины, и наоборот. Причем, переходы этих пород самые разнообразные. Наиболее часто песчаники переходят в глины, минуя переходные разности этих пород. Однако, несмотря на литологическую невыдержанность пород, в большинстве скважин удается проследить три песчано-алевролитовых пласта-коллектора.

Впервые пласт  $D_1$  был разделен на  $D_{1a}$ ,  $D_{1б}$  и  $D_{1в}$  Н. А. Мельниковой (1960 г.) по разрезам скважин Султангуловского нефтяного месторождения. В дальнейшем пласт  $D_1$  был расчленен подобным образом в разрезах всех скважин Оренбургской области<sup>1</sup>.

В настоящей статье приводится геофизическая характеристика пласта  $D_1$  пашийского горизонта и его прослоев  $D_{1a}$ ,  $D_{1б}$  и  $D_{1в}$ .

Литологическая изменчивость отложений пашийского горизонта хорошо отображается на кривых ПС и каверномера. Против пес-

<sup>1</sup> Н. А. Мельникова, В. П. Оноприенко. Строение и условия разработки девонской залежи нефти Султангуловско-Заглядинского месторождения нефти. Труды ВНИГНИ, вып. XXX, 1961.

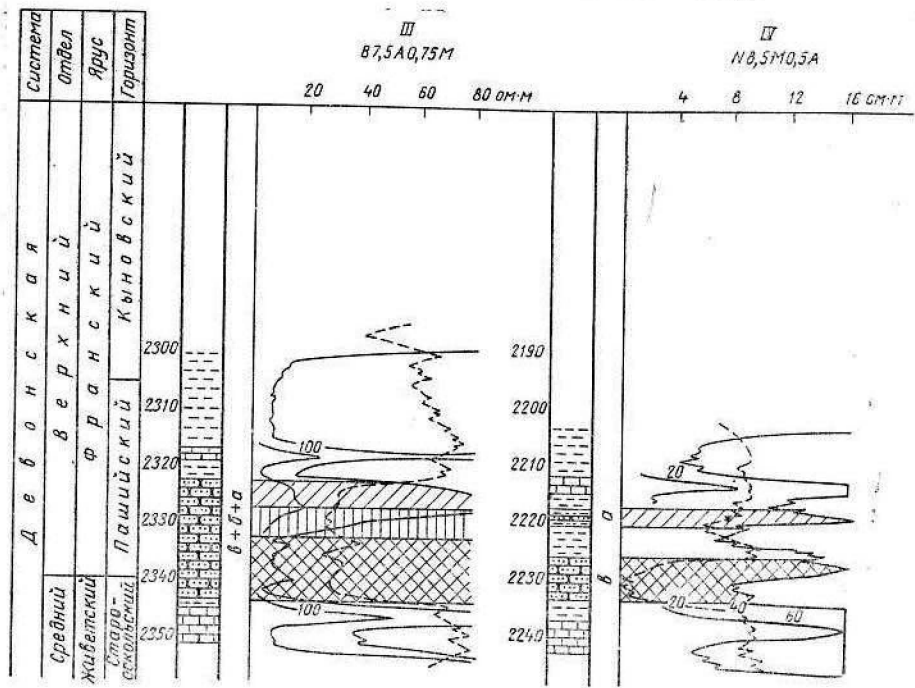
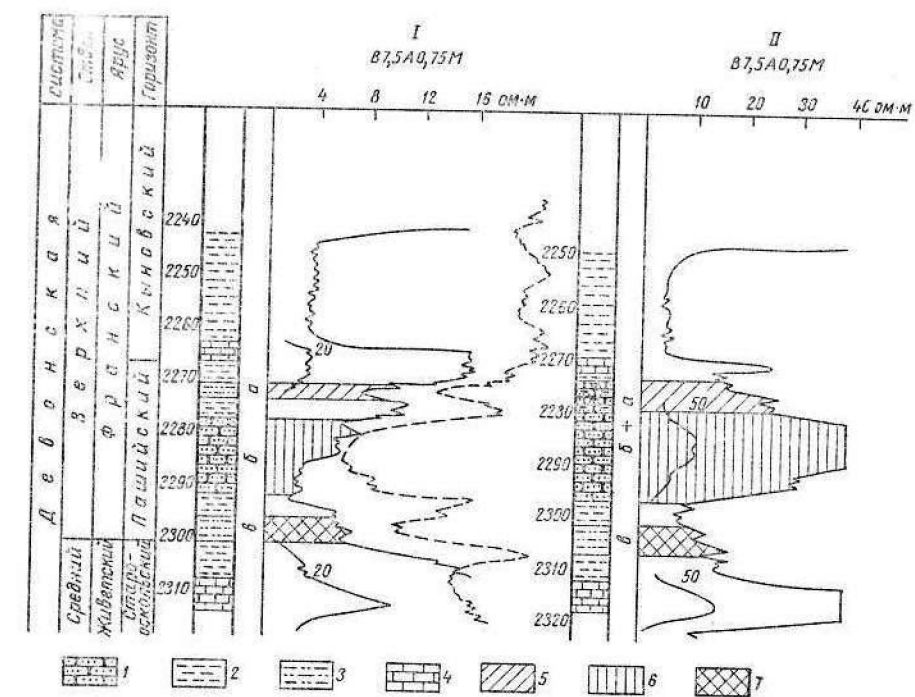


Рис. 1. Схема сопоставления пласта Д<sub>1</sub> пашийского горизонта Большекинского вала Оренбургской области (составили Н. А. Мельникова, Н. И. Вареничева)  
I—Заглядинская скв. 128; II—Заглядинская скв. 254; III—Пономаревская скв. 185, IV—Пономаревская скв. 179.  
1—песчаники; 2—глины; 3—алевролиты; 4—известняки; 5—пласт Д<sub>1а</sub>; 6—пласт Д<sub>1б</sub>; 7—пласт

Д<sub>1в</sub>

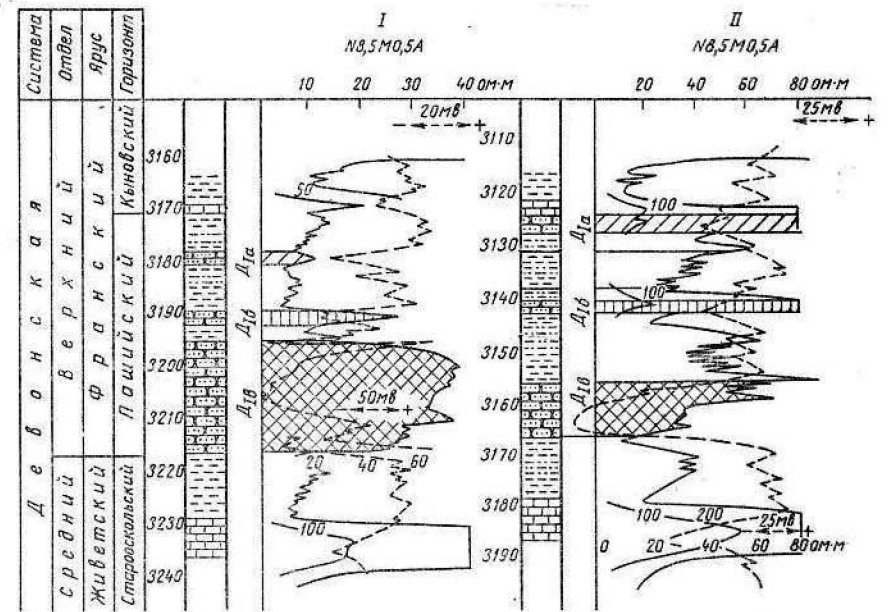
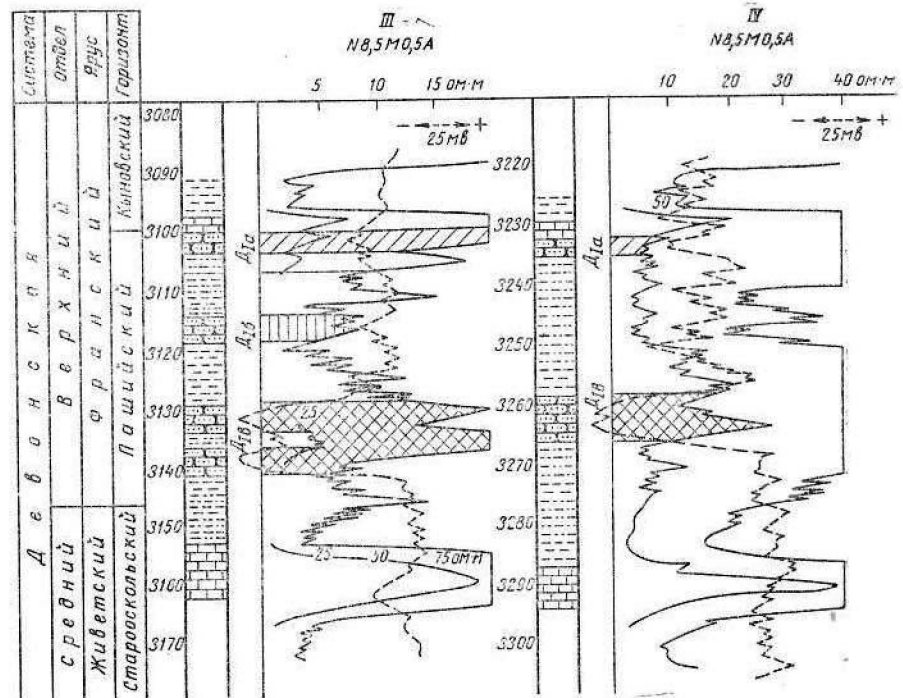


Рис. 2. Схема сопоставления пласта Д<sub>1</sub> пашийского горизонта Самаркинской дислокации Оренбургской области (составили Н. А. Мельникова, Н. И. Вареничева).  
I—Воронцовская скв. 150; II—Могутовская скв. 103; III—Могутовская скв. 104; IV—Твердиловская скв. 14. Условные обозначения см. на рис. 1.

чаников кривая ПС — четкая отрицательная аномалия, с отдельными отклонениями в сторону положительных значений при наличии прослоев алевролитов в песчаниках. На кавернограмме против песчаников уменьшается диаметр скважины, при появлении в разрезе алевролитов диаметр скважины остается номинальным, при появлении глин — увеличивается.

Кажущиеся и истинные удельные сопротивления колеблются в широких пределах от 0,5 до 500  $ом \cdot м$  в зависимости от степени насыщения пород и их коллекторских свойств. Чем плотнее и чем больше сцементированы песчаники, тем выше (при прочих равных условиях) их удельное сопротивление. Удельные сопротивления песчаников также возрастают при насыщении нефтью.

Удельные сопротивления нефтеносных песчаников 6—500  $ом \cdot м$ , водоносных 0,5—3  $ом \cdot м$ .

Кривые вторичной гамма-активности (НГК) против пористых песчаников монотонны, что указывает на хорошие коллекторские свойства пород. Лишь резкое уплотнение песчаников (Твердиловские скв. 11 и 14), либо появление песчаников с карбонатным цементом (Пономаревские скв. 185, 193) отображается более высокими показаниями НГК.

Характер изменения коллекторских свойств пород пашийского горизонта наиболее четко отражается на кривых ПС и микрозондирования.

Пласт  $D_{1a}$  выделяется непосредственно в подошве репера-«кинжала». В Северо-Кинельском и Большекинельском нефтеносных районах в большинстве разрезов скважин прослеживаются песчаники мощностью 6—10 м, которые четко отражаются на кривых естественных потенциалов резкой отрицательной аномалией.

В Камско-Кинельском районе в разрезах Могутовских скв. 103 и 104, Твердиловских скв. 11—14, где мощность пласта  $D_{1a}$  всего 3—5 м и состоит он из алевролитов с прослоями (1—2 м) песчаников, выделение пласта  $D_{1a}$  как коллектора вызывает затруднение. Кривая ПС нечеткая. Незначительное отклонение ее на фоне глинистых пород в сторону отрицательных значений, номинальный диаметр скважины, повышенные значения КС на кривых микрозондирования — признаки, не позволяющие однозначно решить вопрос о коллекторских свойствах пласта  $D_{1a}$ . Однако приток нефти в Могутовскую скв. 104 (10 т при 11-мм штуцере) и Твердиловские скв. 11 и 14 свидетельствует о наличии коллектора даже при неблагоприятной промыслово-геофизической характеристике.

Пласт  $D_{1b}$  в Северо-Кинельском, Большекинельском и Камско-Кинельском районах четко прослеживается по многим скважинам как хороший коллектор, выделяется уверенно по всем геофизическим признакам. Известны также случаи, когда пласт  $D_{1b}$  сливается с пластами  $D_{1a}$  и  $D_{1c}$ . Особенно хорошо это наблюдается по разрезам скважин Пономаревской площади, значительно реже по скважинам Султангуловско-Заглядинской площади.

Пласт  $D_{1c}$  расположен в средней части пашийского горизонта в

глинисто-алевролитовой пачке, поэтому отличается значительной отрицательной аномалией ПС на фоне положительных аномалий против пород вышеупомянутой пачки. Сужение ствола скважины против песчаника свидетельствует о возможном проникновении фильтрата бурового раствора, т. е. о наличии коллектора, что подтверждается микрозондированием.

На Красноярской, Султангуловской и Заглядинской площадях пласт  $D_{1c}$  отделен от пласта  $D_{1a}$  глинистыми породами, последние четко отражаются на кривых ПС и КС. Песчаники характеризуются резкими увеличениями значений  $\rho_k$  на кривых стандартного каротажа (за счет нефтенасыщенности и из-за повышающего проникновения фильтрата бурового раствора), а также увеличением значений естественного потенциала.

Пласт  $D_{1c}$  широко распространен на Красноярской и Султангуловско-Заглядинской площадях. Он уверенно выделяется по промыслово-геофизическим данным.

Нижележащий пласт  $D_{1d}$  также распространен почти повсеместно. Он четко выделяется в разрезе скважин как самостоятельный пласт и совместно с пластом  $D_{1c}$ .

На большей части территории пласт  $D_{1d}$  представлен песчаниками высокой пористости и является основным объектом эксплуатации. Однако в большинстве скважин Султангуловско-Заглядинской площади он сложен низкопористыми песчаниками и алевролитами (скв. 117, 119, 130, 205, 211, 216 и др.). Промыслово-геофизические исследования позволяют уверенно охарактеризовать пласт  $D_{1d}$  с точки зрения коллекторских свойств и нефтенасыщенности.

В большинстве разрезов скважин в основании пласта  $D_1$  залегает терригенная алевролитно-глинистая пачка мощностью от 1 до 15 м. Вместе с тем на таких площадях, как Петро-Херсонская (скв. 350), Покровская (скв. 114), Пономаревская (скв. 144, 141) и др., песчаники пашийского горизонта залегают непосредственно на муллинских известняках. Последние на кривых стандартной электрометрии характеризуются высокими значениями КС и вторичной  $\gamma$ -активности.

На юге области в Новосергиевской и Соболевской скважинах, где пашийский горизонт сложен карбонатно-терригенными породами, на кривых потенциал-зонда наблюдаются две пики высокого сопротивления на фоне вмещающих пород и значительная изрезанность кривой каверномера. Здесь в основании горизонта залегает аргиллитовая толща мощностью около 7 м.

Анализ материалов промысловой геофизики по пашийским отложениям девона Оренбургской области позволяет сделать вывод, что пласт  $D_1$  по геологическим, литолого-петрографическим и промыслово-геофизическим данным уверенно расчленяется на пласты  $D_{1a}$ ,  $D_{1b}$  и  $D_{1c}$ . Подобное деление пласта позволяет наиболее рационально разрабатывать залежи. Если пласты  $D_{1a}$ ,  $D_{1b}$  и  $D_{1c}$  представлены алевролитами, не имеют положительной геофизиче-

ской характеристики при оценке коллекторских свойств пород и находятся в благоприятных структурных условиях, их следует испытывать.

Алевролитовые породы с удовлетворительными коллекторскими свойствами по лабораторным данным (пористость 10—12%) широко развиты во всей терригенной и терригенно-карбонатной толще девона Оренбургской области. Из таких алевролитов, имеющих отрицательную промыслово-геофизическую характеристику, получены промышленные притоки нефти (Могутово, Твердилово, Алябьево).

На востоке области (Бараковская площадь) аналогичные алевролиты большой мощности наблюдаются по каротажу во всех скважинах. Керновый материал отсутствует. Поэтому во вновь пробуренных скважинах на Бараковской площади эти алевролиты необходимо изучать и испытывать.

Алевролитовые породы, имеющие даже небольшую пористость (10—12%), следует считать коллекторами, и в благоприятных структурных условиях эти породы следует испытывать.

А. В. ЯРОШЕНКО

#### ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД НИЖНЕЙ ПЕРМИ ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

В настоящей статье рассматриваются результаты изучения карбонатных отложений ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми, вскрытых глубокими скважинами в пределах Предуральского прогиба.

Проведенные автором литолого-петрографические исследования образцов керн из скважин Совхозной, Чебеньковской, Украинской, Раздольской и Кумертауской площадей подтвердили широкое развитие описанных ранее рифогенных фаций [4, 7] и позволили выявить некоторые детали строения рифовых массивов.

Все рифы Предуральского прогиба вытянуты вдоль береговой линии верхнепалеозойского морского бассейна на значительном расстоянии от нее [3, 4, 7]. Это позволяет отнести их к барьерным [4]. Отчетливо видно смещение молодых рифов на запад. Так, например, Дуванские верхнекаменноугольные рифы расположены восточнее Ишимбайских сакмаро-артинских. Это объясняется тем, что ось Предуральского прогиба по мере поднятия Уральских структур передвигалась на запад. Восточнее рифовой полосы в нижнепермское время происходило накопление терригенно-карбонатных осадков. Западнее, в условиях эпиконтинентального бассейна формировались морские карбонатные отложения.

В кунгуре в Предуральском прогибе участки суши перемежаются с небольшими заливами лагунного типа. Рифообразование прекращается и рифовые тела покрываются мощным плащом кунгурских гипсово-ангидритовых пород.

Процесс рифообразования не был постоянным на протяжении нижнепермской эпохи. Прерывистость его, очевидно, была связана с неравномерным прогибанием дна бассейна.

Исследование большого фактического материала позволило подметить в формировании погребенных рифогенных массивов определенную стадийность, близкую к стадийности образования нижнепермских рифовых отложений и на территории Пермского Предуралья [2].

Первая фаза — рост рифа и образование скелета биогерма. На этой стадии риф представляет собой однородную пещеристую массу известняка, пронизанную различными ходами и пустотами. Эти пустоты постепенно заполняются афанитово-шламовым цементом.

Вторая фаза — поднятие рифа над поверхностью воды и начало его разрушения прибоем. В результате образуется большое количество различных по размеру обломков организмов, имеющих угловатую форму. Обломки откладываются у подножия рифа, образуя толщи органогенно-обломочных, детритусовых и шламовых пород, часто с ясно выраженной слоистостью; присутствуют частицы ранее образованных известняков. Эти осадки создают зону обложения рифа — *рифовый шлейф*. Осадки зоны шлейфа формируются и в период роста рифа под уровнем моря, но в это время не происходит дробления и переотложения скелетов организмов, и осадки обычно богаты хорошо сохранившейся фауной. Здесь часто встречаются крупные фузулиниды, криноидеи, остракоды и др. Как правило, в этих разрезах отсутствуют обломки ранее образованных известняков. Помимо механического разрушения рифа морскими волнениями наблюдается частичное растворение карбоната кальция, и в теле массива появляются карстовые полости типа карров, воронок и т. д. Широко развит и обратный процесс — выпадение из растворов карбоната кальция и образование корочек и крустификационных каемок на органогенных остатках, что обуславливает частичное заполнение карстовых полостей. Эти процессы фиксируются в разрезе артинского яруса (Украинская скв. 160).

В период третьей фазы формирования рифовых массивов вследствие переменного намочания и высыхания вся масса известняков растрескивается и начинает перекристаллизовываться. Риф погружается под уровень моря.

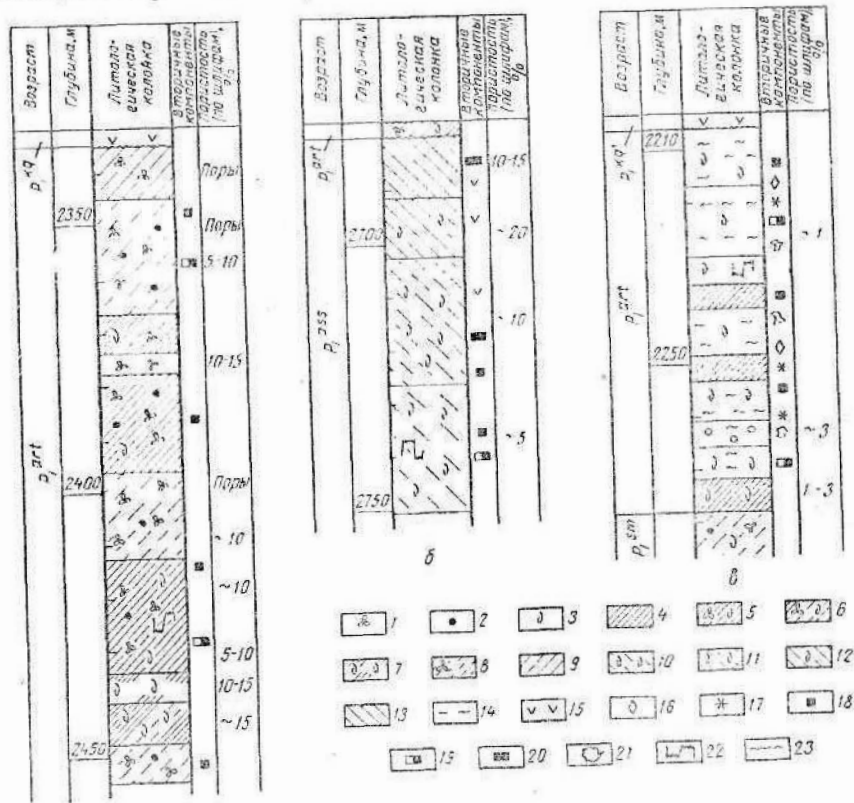
Четвертая фаза характеризуется изменением условий осадконакопления и отложением гипсов и ангидритов. Сульфатные растворы проникают глубоко по трещинам в тело рифа; гипс и ангидрит заполняют пустоты и каверны, замещают обломки организмов и цемент пород, образуют равномерно рассеянные вкрапления в основной карбонатной массе.

Так образуются плотные массивные биогермные рифовые известняки с кальцитовым крустификационным цементом. Подобный тип рифогенных пород формируется на месте жизни рифостроящих организмов и относится нами к образованиям *зоны рифа*. Описанные отложения характерны для продуктивных рифогенных массивов Ишимбайского и Оренбургского Предуралья.

Осадки зоны рифа окаймляются осадками зоны рифового шлейфа. В межрифовых депрессиях и глубоководных участках морского дна формируются темноцветные, слоистые известняки и мергели.

Известняки, образовавшиеся в зоне рифа, встречены в разрезах асельского яруса Раздольской (скв. 175—176) и Украинской (скв. 158) площадей; сакмарского яруса Украинской (скв. 160), Совхозной (скв. 59, 43, 64, 61), Кумертауской (скв. 32, 14) площа-

дей. Они представлены светлыми до белых, плотными, массивными, часто пористыми и кавернозными разностями; встречаются известняки с афанитовой текстурой. Размеры каверн достигают 5 см. Это отчетливо видно в керне скважин, пробуренных алмазными долотами (приложение III, рис. 1, 2). В породах видны пятна нефти. Известняки рассечены волосяными трещинками, на стенках которых находится нефть. Нередко сутуро-стилолитовые поверхности выполнены темным глинистым материалом. Встречаются нефтенасыщенные разности пород.



Разрезы скважин разведочных площадей Оренбургского Предуралья. а — отложения зоны рифа (Украинская скв. 160); б — отложения зоны рифового шлейфа (Чебенковская скв. 100); в — отложения межрифовых депрессий и глубоководных участков морского дна (Чебенковская скв. 102).

Органические остатки: 1—мшанки; 2—копROLиты; 3—органогенный детрит; 4—известняки пелитоморфные; 5—известняки органогенные и органогенно-детритусовые с пелитоморфным цементом; 6—известняки органогенные и органогенно-детритусовые с кристаллическим цементом; 7—известняки органогенно-детритусовые со скудным цементом; 8—известняки мшанковые; 9—известняки органогенно-детритусовые с пелитоморфным цементом; 10—известняки органокрустификационным цементом; 11—известняки доломитизированные с реликтами органогенных остатков; 12—доломиты кристаллические с реликтами фауны; 13—доломиты метасоматические; 14—мергели; вторичные компоненты; 15—гипс и ангидрит; 16—доломит; 17—окремнение; 18—пирит; 19—нефтяные битумы; 20—нефть; 21—терригенный материал; 22—сутуры и стилолиты; 23—перерыв в осадконакоплении.



Наиболее типичные породы зоны рифа (биогермные известняки) встречены в разрезе артинского яруса в Украинской скв. 160 (см. «а» на рисунке). Изучение их в шлифах показало, что они сложены хорошо сохранившимися скелетами колоний мшанок с примесью мелкосугусткового копролитового материала, являющегося, очевидно, продуктом жизнедеятельности организмов. Мшанковые известняки содержат в небольших количествах остатки криноидей, водорослей, фораминифер. Цемент известняков кальцитовый, кристаллический, крустификационной структуры (приложение III, рис. 3), образуется вследствие перекристаллизации первичного пелитоморфного цемента. Этот процесс иногда протекает в несколько стадий и тогда на остатках фауны можно наблюдать несколько каемок крустификации толщиной 0,2—0,3 мм. Перекристаллизация цемента приводит к значительным изменениям структуры порового пространства и образованию крупных каверн, часто с пленками битума. Последующие процессы могут привести к выполнению каверн кальцитом и сульфатами и битум оказывается «запечатанным» между отдельными кристаллами.

Кроме крустификационного встречается пелитоморфный кальцитовый цемент базального типа. При макроскопическом изучении породы с таким цементом характеризуются как плотные, сливные, с афанитовой текстурой. Образование пород-коллекторов связано с вторичными процессами — выщелачиванием органогенных остатков, перекристаллизацией цемента и основной массы породы, доломитизацией и сульфатизацией.

Изучение известняков зоны рифа показало, что средняя плотность пород 2,60 г/см<sup>3</sup> (100 определений), причем наиболее плотные породы ассельского яруса 2,64 г/см<sup>3</sup> (22 определения) и тастубского горизонта сакмарского яруса 2,63 г/см<sup>3</sup> (22 определения); плотность известняков артинского яруса 2,57 г/см<sup>3</sup> (56 определений). Такая закономерность в распределении плотностей обусловлена глубиной залегания пород: чем больше глубина залегания, тем выше давление и тем большее уплотнение пород. Пористость известняков характеризуется следующими величинами: в ассельском ярусе 3,69% (11 определений), в тастубском горизонте 5,55 (12 определений), в артинском ярусе 4,08% (117 определений); в среднем 4,17% (140 определений). Нерастворимый остаток составляет в среднем 0,67% (29 определений) при минимальных значениях 0,19% и максимальных 2,5%. В состав нерастворимого остатка входит в основном мелкокристаллический пирит, присутствующий во всех разностях известняков. Среднее содержание доломита 8,04% (минимальные значения 1,78% и максимальные 20,67%). Доломит здесь в основном седиментационный, входящий в состав рифостроящих организмов. Эта особенность некоторых водорослей отмечалась Н. М. Страховым [6].

Среднее содержание сульфатов 2,29%, несколько повышенное для известняков, образовавшихся в морском бассейне нормальной солености. Сульфатизация известняков проявляется в метасомати-

ческом замещении криноидей монокристаллами гипса и ангидрита и в развитии крупных кристаллов сульфатов по реликтам органогенных остатков, по пелитоморфному и слабоперекристаллизованному цементу. В современной геологической литературе было описано много высокодоломитизированных известняков и даже доломитов, образующих рифы с хорошими коллекторскими свойствами [5].

Породы зоны рифового шлейфа — ассельские отложения Раздольской площади (скв. 176), Украинской (скв. 156) и Чебеньковской площадей (скв. 104), а также артинские отложения — Украинской площади (скв. 156), Чебеньковской (скв. 100) и Совхозной площадей (скв. 45, 63) представлены известняками серыми до темно-серых, плотными, часто сливными с афанитовой текстурой. В породах заметны темные точечные вкрапления — скелеты фузулинид; встречаются сутуро-стилолитовые поверхности. Каверны заполнены битумом, иногда в них развивается инкрустационный кальцит.

Органогенная часть — мшанки, водоросли, криноидеи, фораминиферы, остракоды, пелециподы и др. — весьма разнообразна. Остатки фауны имеют размер до 1 мм и различную степень сохранности, чаще это обломки, но встречаются и целые крупные фузулиниды. В некоторых образцах наблюдается слоистость, подчеркиваемая расположением продолговатых фаунистических остатков. Отличительная особенность отложений этой зоны — присутствие переотложенных известняков, образованных хорошо окатанными и отсортированными остатками фауны и частицами ранее образованных карбонатных пород (приложение III, рис. 4). Цемент пород зоны рифового шлейфа различный. В известняках, образовавшихся на склонах рифа и вблизи них, пелитоморфный. Здесь осадки формировались в спокойной гидродинамической обстановке, и карбонатный ил осаждался на дно. В переотложенных известняках, образование которых шло на некотором удалении от склонов рифа, цемент мелкокристаллический, карбонатный. Плотность известняков зоны рифового шлейфа составляет в среднем 2,64 г/см<sup>3</sup> (29 определений): плотность пород ассельского яруса 2,64 г/см<sup>3</sup> (15 определений), артинского 2,63 г/см<sup>3</sup> (14 определений). Пористость пород в среднем 3—5%. Среди известняков присутствуют высокодоломитизированные разности с содержанием доломита до 68,8%. Такие породы встречены в разрезе артинского яруса в Совхозной скв. 45 и представлены органогенно-реликтовыми известняками перекристаллизованными и доломитизированными. Содержание сульфатов в них достигает 7,12%. Иногда процесс доломитизации приводит к полному замещению кальцита доломитом и образованию кристаллических метасоматических доломитов с ясно зернистой структурой. В разрезе ассельского яруса (Чебеньковская скв. 100) удается проследить все стадии процесса доломитизации — от развития кристаллов доломита в цементе пород до замещения раковин фузулинид мелкокристаллической разностью минерала и, наконец, появления кристаллических доломитов в кровле яруса (см. «б» на рисунке). В

нижней части разреза структура известняков органогенно-реликтовая. Они сложены разрушенными частицами фузулинид, криноидей, водорослей и цементируются кристаллическим доломитом. Выше по разрезу наблюдается замещение органогенных остатков мелкокристаллическим доломитом. На этой стадии остатки еще сохраняют контуры. Следующая стадия доломитизации — образование метасоматических кристаллических доломитов с равномернозернистой структурой, по которым уже невозможно восстановить первичный облик осадка, подвергнутого такому глубокому метасоматозу. Такие породы приурочены к кровле ассельского яруса, к границе перерыва в осадконакоплении.

Доломитовый компонент, слагающий нацело метасоматические доломиты, образовался двумя путями. Магний входит в состав некоторых породообразующих водорослей, и доломит образуется при диагенетических преобразованиях осадка. Большая часть доломитов связана с эпигенетическими изменениями пород под действием сульфатных вод. Наиболее сильно процессы перекристаллизации и доломитизации протекали в верхней части карбонатного массива, вблизи поверхности размыва. На глубине известняки в меньшей степени затронуты этими процессами. Изменение структуры пород под влиянием доломитизации ведет к развитию трещиноватости [1]. По трещинам циркулируют растворы, усиливаются процессы выщелачивания и образуются поры и каверны. Пустоты составляют до 10—15% площади шлифа. Метасоматические доломиты обладают хорошими коллекторскими свойствами, среди них встречаются нефтенасыщенные разности.

Сульфатизация и кальцитизация характерны для переотложенных известняков. Они приводят к перекристаллизации цемента пород, образованию крустификационных каемок, выполнению пустот. Образуются непроницаемые известняки плотностью  $2,70 \text{ г/см}^3$ .

Коллекторские свойства карбонатных пород зоны рифового шлейфа связаны с трещиноватостью и кавернозностью, развивающимися под влиянием вторичных процессов. В Чебеньковской скв. 104 в разрезе тастубского горизонта встречена зона больших поглощений глинистого раствора.

Отложения межрифовых депрессий и глубоководных участков морского дна отмечены в разрезах артинского яруса—Раздольская скв. 176, Украинская скв. 156, Чебеньковская скв. 102 (см. «в» на рисунке). Породы представлены известняками и мергелями темными до черных, битуминозными, с запахом сероводорода. Они слоистые, нередко косослоистые, легко раскалываются на отдельные плитки. На плоскостях наложения встречаются обугленные растительные остатки и отпечатки раковин пелеципод. Состав пород весьма разнообразен. Это хемогенные пелитоморфные известняки иногда с примесью органогенного материала (фораминиферы и пелециподы), мергели известковистые с терригенными кварцевыми частицами мелкоалевритовой размерности и глинистым материалом. В разрезах, расположенных ближе к склонам рифа, встреча-

ются темно-серые слоистые органогенно-обломочные известняки, в которых остатки фауны настолько разрушены, что невозможно установить их первоначальный облик. Среди обломков фауны много спикул губок, выполненных халцедоном, сульфатами, кальцитом; встречаются частицы ранее образованных пород, сгустки и комочки пелитоморфного кальцита. Вся обломочная часть ориентирована по слоистости. Особенно это хорошо видно в расположении продолговатых обломков фауны (приложение III, рис. 5). В шлифах видно как органогенные остатки концентрируются в отдельных микрослоях толщиной от 0,1 до 3 мм.

В кровле артинского яруса встречаются брекчированные разности с включениями сульфатов и пронизанные тонкими битуминозными трещинками. Для пород описываемой зоны осадконакопления характерно развитие по пелитоморфному цементу новообразований доломита в виде отдельных кристаллов правильной формы размером 0,1 мм. Плотность пород зоны межрифовых депрессий  $2,56 \text{ г/см}^3$  (23 определения), пористость 3,37% (определялась в нескольких образцах).

Осадки карбонатного комплекса нижней перми покрываются кунгурскими гипсами и ангидритами с редкими включениями и прослоями известняков и доломитов. Плотность пород высокая, достигает  $2,8—2,9 \text{ г/см}^3$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гмид Л. П., Звоницкая И. В. Литолого-петрографические исследования карбонатных пород и формирование в них пористости. Труды ВНИГРИ, вып. 242, 1965.
2. Максимович Т. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. 24, вып. 3, 1962.
3. Маслов В. П. К вопросу о первичных углах наклона пород вокруг рифовых тел. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1943.
4. Наливкин В. Д. Связь рифовых массивов Урала с тектоническими структурами. В кн.: «Труды V и VI сессий Всесоюзного палеонтологического общества». Госгеолтехиздат, 1962.
5. Смахов Е. М. Некоторые новые данные о современном состоянии изученности проблемы трещинных коллекторов нефти и газа. Труды ВНИГРИ, вып. 242, 1965.
6. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. Изд-во АН СССР, 1962.
7. Шапов Д. Ф., Фролов В. А. Геологическое строение рифовых массивов Столяровской зоны Предуральской депрессии и распространение в них коллекторов нефти. В сб. «Материалы по современной нефтяной геологии». Госгеолтехиздат, 1963.

М. А. ПОЛТЫКИНА

## К ЛИТОЛОГИИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО КАРБОНА БОБРОВСКОЙ ПЛОЩАДИ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Бобровская структура располагается на юго-западном борту Камско-Кинельской впадины.

В пределах этой структуры пройдены скв. 62—на южном крыле, скв. 64—на крутом восточном крыле, скв. 63—к северо-западу от свода структуры и скв. 70—к западу-юго-западу от него. Исследования проводились по следующей методике: послойное описание керн с отбором образцов для петрографического изучения (размер шлифов больше стандартного), химический анализ, битумно-люминесцентный и определение коллекторских свойств пород. Всего проведено 530 анализов.

Принята следующая схема классификации карбонатных пород по составу и выделены следующие типы: известняки и доломиты чистые с содержанием  $\text{CaCO}_3$  или соответственно  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  95%; известняки доломитистые (доломиты известковистые) —  $\text{CaCO}_3$  ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) от 5 до 25%; известняки доломитовые (доломиты известковые) —  $\text{CaCO}_3$  ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) от 25 до 50%; смешанные терригенно-карбонатные породы: глинистые известняки (доломиты) — глинистого материала 5—25%; мергели доломитовые (известковые) — глинистого материала 25—50%.

По структуре различаются: известняки биоморфные (цельнораковинные), органогенно-детритовые, шламовые; доломиты кристаллические (микросталлические с размером зерен 0,001—0,01 мм, тонкокристаллические — 0,01—0,1 мм и мелкокристаллические — 0,1—0,25 мм, среднекристаллические 0,25—0,5 мм), доломиты с органогенными остатками.

### Нижний карбон, визейский ярус

Тулеский горизонт (керном охарактеризован лишь в одном интервале по скв. 70) представлен темно-серыми, крепкими, биоморфно-полидетритусовыми известняками, с тонкокристаллическим кальцитовым цементом, частично перекристаллизованным, плот-

ным. Среди органогенных остатков отмечены разнообразные фораминиферы, пеллециподы, тонкие створки остракод, членики криноидей, обрывки водорослей, брахиоподы, мшанки.

Отмечаются пятна битума темно-коричневого цвета.

Наблюдалась открытая трещина, слабо извилистая, затухающая, субгоризонтального направления. Параметры трещиноватости таковы: трещинная пористость  $m_T = 0,04\%$ , трещинная проницаемость  $k_T = 3,2 \text{ мд}$ ; густота трещин  $T = 36 \text{ 1/м}$ .

Окский надгоризонт (керном охарактеризованы средняя часть надгоризонта по скв. 70 и верхняя его часть по скв. 64). В скв. 70—это известковистые, тонко- и мелкокристаллические доломиты; участками перекристаллизованные до среднекристаллических, пористо-кавернозные (каверны диаметром до 1,5 см). Порода сложена округло-изометричными, неправильными и ромбовидными зернами доломита размером от 0,06 до 0,30 мм. Порода пористая; поры имеют самую разнообразную форму размером от 0,05 до 0,6 мм и сообщаются между собой каналами (приложение IV, рис. 1). Пористость по шлифу 6,5%, в другом образце пористость, определенная по способу Преображенского, составляет 13,4%.

Верхняя часть надгоризонта размыта, и окские отложения представлены переслаиванием доломитовых брекчий, конгломератов, гравелитов, псевдобрекчий трещиноватости и реже доломитов. В разрезе преобладают доломитовые гравелиты, сложенные светло-серыми, серыми и темно-серыми обломками микрозернисто-пелитоморфного доломита, размеры обломков от 1 до 10 мм, с единичными обломками в 15—20 мм (приложение IV, рис. 2): Цементом служит доломит тонко- и микрозернистый, битуминизированный, кавернозно-пористый, участками нефтенасыщенный.

Доломитовые брекчий и конгломераты сложены обломками серого, темно-серого и коричневатого-серого цвета доломитов размером от 1 до 35 мм. В обломках доломит пелитоморфно-микрозернистый, микросгустковый и мелкокомковатый, псевдоолитовый и оолитовый. Цементом служит тонко- и мелкокристаллический доломит с включениями гипса и ангидрита.

Доломитовые псевдобрекчий трещиноватости и выщелачивания коричневатого-серого и серого цвета, крепкие, кавернозно-пористые, интенсивно разбиты трещинами, выполненными доломитом, ангидритом, гипсом; трещины имеют пустоты расширения.

Доломиты серые и темно-серые, крепкие, кавернозно-пористые, тонко- и микрозернистые, участками комковатые, брекчиевидной текстуры. Битум темно-коричневый, бурый, содержится в тончайших первичных порах и трещинках.

Самая верхняя часть представлена гипс-ангидритовой породой средне-, мелкозернистой структуры, с остатками микрозернистого кремневого глинистого доломита, включениями пелитоморфного доломитизированного известняка и известкового мергеля.

Серпуховский надгоризонт представлен керном по скв. 64 и 62. Подошвенная часть его—покровская пачка, сложенная мергелями

темно-серыми (иногда с коричневатым оттенком), плотными, тонкоплитчатыми, неясно косослоистыми, доломит-известковистыми с включениями глинистого материала и тонкими прослоями коричневого-серого глинистого известняка.

Выше залегают доломиты с небольшими прослоями известняков. Доломиты серые, светло- и темно-серые, плотные, глинистые, тонкокристаллические, местами магнезитистые и слабо магнезитистые. Под микроскопом зерна доломита имеют неправильную, ромбовидную и изометричную форму, размер их от 0,016 до 0,1 мм. Глинистый материал располагается преимущественно в межкристаллическом пространстве. Наблюдается пиритизация: равномерная в виде отдельных зерен и неравномерная в виде «нитей». Порода содержит межзерновой битум темно-коричневого цвета, участками отмечается битум желтого цвета, почти нацело пропитывающий породу.

В нижней части надгоризонта отмечен прослой серого известняка, крепкого и плотного, со стилолитовыми швами, выполненными глинистым материалом. Под микроскопом видно, что это фито-зоогенный известняк, частично перекристаллизованный с пелитоморфным кальцитовым цементом.

Выше залегает еще один прослой, представленный доломитовым сильно глинистым известняком с органогенным шламом и детритусом. Известняк слабо окремнелый и пиритизированный, трещиноватый. Цвет его темно-серый.

В серпуховских отложениях наблюдаются три зоны трещиноватости. Первая приурочена к нижнему прослою известняка. Здесь отмечены микротрещины двух генераций. Вертикальные трещины, выполненные тонкокристаллическим кальцитом, слабо извилистые, местами ветвящиеся, относятся к трещинам первой генерации. Густота их 137 1/м.

Зону минеральных трещин сечет открытая трещина второй генерации. Параметры ее  $m_T = 0,01\%$ ,  $k_T = 1$  мд,  $T = 22$  1/м.

Вторая трещиноватая зона приурочена ко второму прослою известняка. Трещины здесь открытые, субгоризонтальные, слабо извилистые, неветвящиеся, затухающие.

Третья зона трещиноватости прослежена в доломите, лежащем на прослое глинистого известняка; трещины открытые, редко ветвящиеся, слабо извилистые, затухающие. Параметры трещиноватости:  $m_T = 0,06\%$ ,  $k_T = 10$  мд,  $T = 44$  1/м.

Намюрский ярус охарактеризован керном лишь в скв. 62. Он сложен серыми с коричневатым оттенком известняками, со стилолитовыми швами, выполненными глинистым материалом.

Под микроскопом видно, что в основной массе, сложенной микрозернисто-пелитоморфным кальцитом, располагаются многочисленные и разнообразные органогенные остатки (фораминиферы, водоросли, пеллециподы, остракоды, брахиоподы, редкие иглокожие) размером от 0,06 до 0,6 мм, составляющие до 50% всей массы породы.

В шлифах наблюдались зубчатые микростилолитовые швы, выполненные битумным материалом коричневого и темно-коричневого цвета.

В отложениях намюрского яруса встречены микротрещины двух генераций: минеральные (кальцитовые), густота которых  $T = 65$  1/м, и открытая трещина, секущая вдоль зону минеральных трещин.

Кроме того, отмечены субгоризонтальные трещинки битумные и открытые, извилистые; взаимоотношение этих трещин с минеральными не установлено (пересечений не наблюдалось). Параметры трещиноватости:  $m_T = 0,15\%$ ;  $k_T = 11,5$  мд,  $T = 140$  1/м.

### Средний карбон, башкирский ярус

В скв. 63 и 70 керном охарактеризованы породы преимущественно верхней части яруса. Отложения башкирского яруса (снизу вверх) представлены доломитами тонко-, микрозернистыми, с включениями голубоватого ангидрита; доломиты перекрываются известняками светло-серыми, серыми с буроватым оттенком, средней крепости и некрепкими, пористыми. Известняки биоморфно-детритовые, преимущественно фораминиферо-водорослевые (среди фораминифер встречены как *Archaediscus bashkiricus*, так и множество брэдин, а среди водорослей, кроме *Dvinella* и ей подобных, *Girvanella*). Цемент — тонкокристаллический кальцит — содержится в незначительном, а местами ничтожном количестве, по структуре — цемент соприкосновения, реже поровый и крустификационный.

Порода пористая, поры по форме округло- и неправильно-вытянутые, реже неправильные, по генезису это поры выщелачивания и в меньшей степени межгранулярные пустоты, сообщающиеся между собой канальцами, редко изолированные. Пористость определялась по методу Преображенского и составляет 13—17%.

Зоо-фитогенный известняк перекрывается известковистым доломитом светло-серого цвета, со слабым буроватым оттенком, плотным, участками слабо пористым. Под микроскопом видно, что в массе тонкокристаллического доломита неравномерно располагаются сгустки пелитоморфного кальцита размером 0,05—0,5 мм округлой, овальной, вытянутой и неправильно-округлой формы. Частично это затертая фауна фораминифер, в основном же, видимо, кальцит копрогенного происхождения (приложение IV, рис. 3).

Порода слабо выщелочена. Выщелачиванию подверглись сгустки и органогенные остатки. Пустоты (0,03—0,2 мм) имеют округлую и вытянутую форму, изолированные и сообщающиеся между собой канальцами и трещинками.

В этом диагенетическом доломите наблюдались открытые трещины, слабо извилистые и прямолинейные, с незначительными пустотками-расширениями, секущие сгустки и органогенные остатки. Параметры трещиноватости:  $m_T = 0,06\%$ ,  $k_T = 2,2$  мд,  $T = 66$  1/м.

Московский ярус относительно хорошо охарактеризован kernым материалом по трем горизонтам — каширскому, подольскому и мячковскому.

Каширский горизонт представлен керном по скв. 62, 63 и 70. Подошвенная часть его сложена плотными, крепкими серыми известняками с незначительными прослоями доломита. По структуре известняк микрозернисто-пелитоморфный, с органогенными остатками, неравномерно расположенными в породе. Органогенные остатки разнообразны — различные фораминиферы, иглокожие, водоросли, пеллециподы, остракоды и обрывки брахиопод. Фауна частично перекристаллизована. Отдельными прослоями органогенные остатки переполняют породу, образуя биоморфно-детритовый известняк. Иногда в цементирующем материале отмечается примесь тонкокристаллического доломита. Участками встречается комковато-сгустково-органогенный известняк с тонкокристаллическим цементом. Сгустки и комки имеют округлую и овальную форму, нередко в виде неясной оторочки окружены очень тонкокристаллическим кальцитом.

Выше лежит крайне неоднородная порода, в основной массе которой, сложенной смесью микрозернистого кальцита с очень тонкокристаллическим ромбовидным доломитом (с явным преобладанием последнего), неравномерно располагаются органогенные остатки (фораминиферы, иглокожие, водоросли, брахиоподы и трудноопределимые разности). Наблюдаются также обломки пелитоморфного известняка с редким органогенным шламом и тонкозернистого доломита с редкой фауной.

Эта неоднородная порода перекрывается серыми и темно-серыми пелитоморфно-микрозернистыми известняками с органогенными остатками, иногда глинистыми, трещиноватыми. Здесь встречен прослой известняка органогенно-обломочного, преимущественно водорослево-криноидно-фузулинидового с кристаллическим цементом; по структуре известняк крустификационный и регенерационный (приложение IV, рис. 4). Обломки хорошо окатаны, размер их в среднем 0,3—0,5 мм, отмечаются единичные зачаточные оолиты. В обломочном известняке наблюдался кальцит трех генераций: крустификационный кальцит первой генерации — мелкокристаллический кальцит в межагрегатном пространстве кальцита второй генерации, средне- и крупнокристаллический эпигенетический кальцит третьей генерации, заполняющий пустоты растворения.

В виде небольшого прослоя в пелитоморфных известняках встречен доломит серого цвета, микрозернистый и очень тонкокристаллический, глинистый, пиритизированный, иногда сульфатизированный, с незначительной примесью алевритистого материала.

В одной из скважин среди описываемых доломитов встречен известково-доломитовый мергель, пиритизированный.

Пелитоморфные известняки сменяются известняками биоморф-

но-детритовыми, преимущественно водорослево-криноидно-фораминиферовыми, слабо перекристаллизованными, частично выщелоченными и слабо пористыми. Пористость по лабораторным данным составляет 13—15%. В одном из шлифов наблюдалась поверхность мелкого подводного размыва. Отложению биоморфно-детритовых известняков предшествовал незначительный перерыв в осадконакоплении.

Выше биоморфного известняка встречен прослой известковистого доломита серого цвета со слабым коричневатым оттенком, мелко- и тонкокристаллического, с редкими органогенными остатками, плотного.

В отложениях каширского горизонта встречены трещины трех генераций:

1) трещины, выполненные тонкокристаллическим кальцитом, слабо извилистые, иногда ветвящиеся; 2) трещины, выполненные более крупнозернистым кальцитом, нежели трещины первой генерации, извилистые, неравномерно раскрытые, ветвящиеся, секущие трещины первой генерации; ко второй генерации следует отнести также битумные трещины, извилистые, иногда стилолитовидные, субгоризонтального направления; 3) открытые трещины, слабо извилистые, редко ветвящиеся, затухающие и идущие через весь шлиф, секущие трещины второй генерации.

Выделены две зоны трещиноватости. Нижняя зона приурочена к биоморфно-детритовому известняку. Наблюдаются трещины двух генераций — битумные и открытые; средние параметры трещиноватости:  $m_T = 0,2\%$ ,  $k_T = 13$  мд,  $T = 223$  1/м.

Верхняя зона трещиноватости приурочена к известнякам пелитоморфно-микрозернистым с органогенным детритусом и шламом, трещины открытые субгоризонтального направления с гладкими стенками, слабо извилистые, неветвящиеся и в меньшей степени битумные, слабо извилистые и извилистые, затухающие. Средние данные по зоне:  $m_T = 0,07\%$ ,  $k_T = 10$  мд;  $T = 80$  1/м; в одном участке трещинная проницаемость составила 107 мд.

Подольский горизонт (представлен керном лишь в скв. 63) сложен серыми, крепкими, плотными известняками. По составу известняки биоморфно-детритовые, криноидно-фораминиферо-водорослевые, фузулинидовые, частично перекристаллизованные, участками несколько выщелоченные (приложение IV, рис. 5). Местами отмечается сгустковая структура. Сгустки (0,1—0,3 мм) имеют округлую и неправильную форму, образованы, очевидно, вследствие перекристаллизации породы.

Прослоями встречаются доломитистые и доломитовые известняки, микро-, тонкозернистые, с редкими органогенными остатками, слабо пиритизированные.

В верхней части залегает прослой доломита серого цвета, тонко- и микрозернистой структуры. Зерна доломита (0,008—0,016 мм) ромбовидной и реже округло-изометричной формы. В виде пятен

и жилок наблюдается битум коричневого и темно-коричневого цвета.

В выщелоченных участках наблюдаются многочисленные поры преимущественно округлой и неправильно-округлой формы, чаще изолированные, иногда соединяющиеся канальцами, изредка трещинками. Пористость по шлифу составляет 2%.

Трещиноватость менее интенсивна, чем в нижележащих каширских отложениях. Здесь встречены минеральные, битумные и открытые трещины; взаимных пересечений не отмечено.

Выделенная зона трещиноватости, расположенная в верхней части подольского горизонта, приурочена к пелитоморфному известняку с органогенным детритусом. Средние значения по зоне составляют:  $m_T = 0,06\%$ ,  $k_T = 5 \text{ мд}$ ;  $T = 70 \text{ л/м}$ .

Мячковский горизонт охарактеризован керном по скв. 70. Он представлен известняками серыми, с буроватым и коричневатым оттенком, плотными, местами с горизонтальными стилолитовыми швами, выполненными глинистым материалом. По составу это биоморфно-полидетритовые и пелитоморфно-микрозернистые известняки с органогенными остатками; среди последних преобладают фораминиферы, криноидеи и водоросли.

Участками наблюдаются бугорчатые микростилолиты, выполненные битумно-глинистым веществом с редкими зернами пирита и волокнистым кальцитом, ветвящиеся. Отмечено пересечение микростилолита извилистой открытой трещиной.

Прослоями известняки в различной степени доломитизированы. Под микроскопом наблюдалась поверхность мелкого подводного размыва. Трещиноватость развита незначительно. Отмечены трещины двух генераций: минеральные (кальцитовые) трещины первой генерации и секущие открытые трещины второй генерации. Средняя густота трещин по горизонту составляет 42 л/м (включая эффективные трещины и минеральные).

Таким образом, в результате петрографического анализа выявлены следы размыва в окском надгоризонте, мелкие подводные размывы в мячковском и каширском горизонтах, небольшой перерыв в осадконакоплении в каширское время; выделены пористые участки и несколько зон трещиноватости, из которых наиболее интересными представляются две зоны каширского горизонта.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Л. Б. Рухин. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1960.
2. Методическое пособие по изучению трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Гостоптехиздат, 1962.

Р. Г. НИКИТИНА

#### ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ТЕРРИГЕННОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО КАРБОНА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Характеристике пород терригенной толщи нижнего карбона посвящено немало исследований. Тектурные особенности этих пород являются одним из важнейших показателей условий осадконакопления.

При выделении типов слоистости пород и характеристике их фациальной принадлежности автор руководствовался классификацией Л. Н. Ботвинкиной [1, 2, 3] и другими положениями, изложенными в различных работах.

#### Слоистые текстуры

Среди слоистых текстур выделяются текстуры с горизонтальной, полого-волнистой и косой слоистостью.

**Горизонтальная слоистость** характерна для глинисто-алевроитовых пород, особенно для елховских отложений Оренбургской области. Обусловлена она сменой пород разного состава. В переслаивании принимают участие глинистые мелкозернистые алевролиты или алевроитистые аргиллиты, часто обогащенные мелким обуглившимся растительным детритом, и светлые крупнозернистые алевролиты, почти лишённые глинистого вещества, иногда алевролиты известковистые. Тонкая присыпка мелкого растительного детрита и слюды подчеркивает слоистость. В однородной аргиллитовой толще елховского горизонта слоистость часто скрытая, связана с расположением чешуек глинистых минералов и улавливается только по характеру раскола породы на плитки.

Величина прослоев алевролитов колеблется от долей миллиметра до 4—5, реже до 10—15 мм (приложение V, рис. 1). Количественное соотношение прослоев различное: в некоторых пластах преобладают алевроитовые, в других глинистые, иногда и те и другие присутствуют в равном количестве. По характеру распределения слоев слоистость неравномерная простая, ритмически изменяющаяся. Границы слоев прямолинейные, иногда слегка волни

стые, четкие, что связано с разницей в составе чередующихся слоев (приложение V, рис. 2).

Под микроскопом часто в каждом из макропрослоев наблюдается микрослоистость, обусловленная обогащением отдельных прослоев глинистым и органическим веществом. В шлифах видно, что крупнозернистые алевролиты состоят из угловатых и полуокатанных зерен кварца с цементом соприкосновения и регенерации или глинистым цементом порового типа. В глинисто-алевролитовых прослоях глинистый материал имеет чешуйчатое строение, оптическую ориентировку по наслоению и одновременное угасание.

Образование пород с горизонтальной слоистостью свидетельствует о формировании их в условиях спокойных водоемов, в участках, где волнение моря не достигало дна. Непостоянство условий и периодический привнос терригенного материала, возможно, связанные с сезонными явлениями или с колебаниями уровня бассейна, явились причиной возникновения слоистых глинисто-алевролитовых пород. Породы с горизонтальной слоистостью обычно ассоциируют в разрезе с темно-серыми глинистыми алевролитами, обогащенными углистым материалом, или с алевролитами, переполненными ходами илоедов.

Тонкая полого-волнистая слоистость широко развита в терригенных отложениях нижнего карбона и ассоциирует с горизонтальной и волнистой слоистостью. Для нее особенно характерны всевозможные нарушения, связанные со взмучиванием, оползанием и переработкой пород роющими организмами.

Проявляется этот тип слоистости всегда в глинисто-алевролитовых породах. Среди просмотренных образцов различаются два типа пород, характеризующиеся полого-волнистой слоистостью различного рисунка.

В одном случае слоистость обусловлена чередованием слоев разного состава: аргиллитов, алевролитов аргиллитов почти черного или темно-серого цвета и очень светлых крупно- и среднезернистых алевролитов, почти лишенных глинистой примеси. Обильный растительный детрит, расположенный на плоскостях наслоения, подчеркивает слоистость. Эти породы часто содержат стяжения пирита.

Характерной чертой слоистости при такой текстуре является отчетливый рисунок. По виду слоистость может быть параллельной и смещенной (приложение V, рис. 3); по распределению слоев она чаще неравномерная; при смещении слоев наблюдается линзовидная слоистость. По выдержанности слоев различается сплошная слоистость и прерывистая.

Величина слоев колеблется от долей миллиметра до 1—1,5 см. При этом в разных по мощности прослоях преобладают то глинистые, то крупнозернистые разности, вследствие чего меняется общий облик породы. Строение слоев обычно однородное, но иногда светлые слои алевролита содержат серию очень тонких пленок и налетов глинистого вещества (приложение V, рис. 3). Гра-

ницы отчетливые, часто неровные, со следами взмучивания (приложение V, рис. 4). Иногда встречаются ходы илоедов. Полого-волнистая слоистость переходит в неправильную горизонтальную. Такой четкий рисунок слоистости более характерен для елховских, радаевских и в меньшей степени для бобриковских отложений.

Другой тип пород с полого-волнистой слоистостью характеризуется незначительным изменением гранулометрического состава от слоя к слою, наличием мелкого растительного детрита и небольшого количества глинистого вещества. По составу это крупно- и среднезернистые алевролиты, слабо отсортированные, неравномерно глинистые. В них наблюдается тонкая, нечеткая и неясная полого-волнистая слоистость (приложение V, рис. 5). Границы между чередующимися слоями неправильные, расплывчатые. Местами отмечены текстуры мелкого взмучивания и замывы несколько более крупнозернистого материала неправильной линзовидной формы (приложение V, рис. 6). В таких случаях породы «мраморовидные», а границы слоев прихотливого рисунка. Этот тип слоистости более типичен для отложений бобриковского горизонта.

Породы с полого-волнистой слоистостью образовались в различных зонах прибрежного мелководья в условиях слабых, но частых волнений. Формирование пород с чередованием полого-волнистой и горизонтальной слоистости, наличием в них отчетливого рисунка при отсутствии растительных остатков происходило, вероятно, в участках открытого побережья. Залегание этих отложений совместно с породами нарушенной текстуры (ходы илоедов и текстуры взмучивания) свидетельствует об образовании их в условиях мелководной зоны заливно-лагунного побережья.

Косая слоистость отмечена в мелкозернистых песчаниках радаевско-бобриковского комплекса. Такие песчаники встречаются в пределах Камско-Кинельской впадины (площади Твердилово, Могутово, Гремячево, Пронькино). Из-за недостаточного выхода керна трудно что-либо сказать о более широком их распространении и проследить, чем они сменяются по разрезу.

В кернах наблюдаются мелкая косая перекрестная слоистость (приложение V, рис. 7) и слоистость однонаправленная, мелкая, с изменяющимися углами наклона слоев внутри слоя (приложение V, рис. 8). По плоскостям наслоения располагаются налеты мелкого обугленного растительного детрита и слюды. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, кварцевые. Цемент глинистый, порового типа, участками вторичный кальцитовый, иногда гипс-ангидритовый, пойкилитового типа. Сортировка хорошая, реже средняя. Косая однонаправленная слоистость встречается в нижних частях бобриковского горизонта. Песчаники подстилаются обычно крупнозернистыми алевролитами с обильными ходами илоедов или с полого-волнистой, прерывистой слоистостью. Перекрываются они также «червивыми» алевролитами или алевролитами сильно глинистыми с многочисленными растительными остатками, характеризу-

ющимися неправильной горизонтальной слоистостью или комковатой текстурой (созданной корнями растений).

Наличие кривой слоистости, постепенный переход от нижележащих отложений лагунного типа к отложениям заболоченных приморских равнин дает основание отнести эти песчаники к образованиям отмелей, пересыпей и кос.

Песчаники с перекрестной слоистостью наблюдаются значительно ниже (стратиграфически) по разрезу. Они подстилаются морскими отложениями (глинистыми алевролитами и известняками с фауной) и перекрываются отложениями мелководья. Формирование их происходило в условиях слабых придонных течений.

### Текстуры с нарушенной слоистостью

Среди текстур с нарушенной слоистостью выделяются текстуры с ходами илоедов, взмучивания, смятия, оползания и текстуры, созданные корнями растений.

Текстуры с ходами илоедов в разрезе терригенных отложений нижнего карбона наблюдаются повсеместно. Нарушение первично-слоистой текстуры связано с многочисленными илоедами и другими зарывающимися в ил организмами. Степень нарушения слоистости илоедами различная—от единичных ходов, секущих слоистость, до сильного нарушения слоистости и даже полного ее исчезновения. Различаются текстуры по форме и размерам ходов.

Породы с ходами илоедов впервые описаны под названием «червивых алевролитов» [4] из продуктивной толщи карбона Сызранского месторождения.

Ходы илоедов приурочены к глинисто-алевритовым породам, обогащенным бурым органическим веществом и растительным детритом. В геологическом разрезе описываемые породы ассоциируют с полого-волнистослоистыми и, в меньшей степени, горизонтально-слоистыми и распространены в отложениях бобриковского и радаевского горизонтов.

Макроскопически эти ходы хорошо заметны в виде пятен округлой или овальной формы, плавно изгибающихся трубочек светлого цвета. Диаметр ходов 2—4 мм, реже 1—2 мм (приложение V, рис. 9). Ходы выполнены отсортированным песчаным кварцевым материалом более крупнозернистым, чем основная масса. Зерна кварца плотно примыкают друг к другу, образуя цемент уплотнения и разрастания. Процессы регенерации кварцевых зерен в ходах приводят к мозаичной структуре. Несколько реже цемент пойкилитового (кальцит) или порового (каолинит) типов. В продольных сечениях, а также под микроскопом хорошо заметно внутреннее строение ходов с тонкими серповидными глинистыми перегородками, как бы разбивающими ход на отдельные ячейки (приложение V, рис. 10). Последние указывают на направление движения животного и, вероятно, образованы в результате выбросов при его движении. Границы ходов четкие, но неровные. В проходящем

свете участки исходной породы имеют бурю окраску, при скрещенных николях почти непрозрачные из-за обилия органического вещества и обугленного растительного детрита. Органическое вещество, вероятно, служило питательной средой. При большом количестве илоядных осадков неоднократно перерабатывался ими до окончательного захоронения и образовавшаяся при этом порода целиком состоит из ходов. Ходы отделяются друг от друга очень точками (до 1 мм) пленками глинистого материала темно-серого цвета. В том случае, когда деятельность илоедов была ограниченной или скорость накопления осадков превышала скорость их переработки, в породе, наряду с обильными ходами, сохраняются участки ненарушенной текстуры. Это в основном темно-серые глинистые алевролиты с тонкой неправильно горизонтальной или полого-волнистой слоистостью, обусловленной изменением гранулометрического состава.

По расположению ходов илоядных организмов описанные текстуры можно подразделить: на наиболее часто встречающиеся текстуры с ходами, расположенными параллельно напластованию или под очень небольшим углом к нему, и на текстуры с ходами, секущими первоначальную поверхность наслоения.

Кроме описанного типа встречаются текстуры с единичными крупными ходами (приложение V, рис. 11). Неизменная порода темно-серая с неправильной горизонтальной и полого-волнистой слоистостью представляет собой крупнозернистый, плохо отсортированный алевролит с глинистым цементом базального или порового типа. Глинистое вещество микроагрегатное бурое, почти не просвечивающее, обогащено обуглившимся растительным детритом и сильно пиритизировано. Крупные ходы диаметром 0,8—1 см секут слоистость и имеют очень неправильный трубчатый вид, с хорошо заметным внутренним ячеистым строением. Микроскопически ходы выполнены в основном мелкозернистым песчаным кварцевым материалом с каолинитом в порах или с регенерационным кварцевым цементом, с тонкими глинистыми перегородками.

В незначительном количестве встречаются единичные ходы еще одного типа (приложение V, рис. 12), представляющие собой короткие трубочки овального или округлого сечения диаметром 3—4 мм. Располагаются они по наслоению, группируясь друг над другом. Разделены трубочки тонкими слойками глины, слегка изогнуты, сложены светлым мелкозернистым песчаным кварцевым материалом с каолинитом; внутреннее строение ячеистое, обусловленное очень тонкими вогнутыми глинистыми перегородками. По форме такое скопление коротких трубочек кварцевого материала напоминает конус выбросов вокруг норки червей, образующийся из продуктов их жизнедеятельности. Высота конуса 2,5, при ширине 2 см в самой широкой его части. Подобные конусы выбросов подробно описаны для девонских отложений Урало-Поволжья [5]. Встречаются эти текстуры в отложениях бобриковского горизонта.



Образование вышеописанных единичных ходов, несомненно, связано с деятельностью каких-то роющих илоядных организмов, но различных, судя по характеру ходов, а также отличных от организмов, сформировавших текстуры первого типа.

Нередко совместно с ходами илоедов, но не в тех же прослоях, встречаются норки пескожилов (приложение V, рис. 13). Зарывание пескожилов обычно сопровождается затаскиванием материала вышележащего слоя в нижележащий. Норки пескожилов наклонные, глубина 0,5—5 см.

Текстуры с ходами илоядных и роющих организмов наиболее часто встречаются в радаевских и бобриковских отложениях. Образование их происходило в условиях прибрежного мелководья, заболоченных приморских равнин.

Текстуры взмучивания встречаются среди терригенных отложений нижнего карбона в сочетании с полого-волнистой слоистостью осадка. Образовались они в результате нарушения еще не уплотненного осадка движениями придонных слоев воды, плавающими животными и т. д. Эти текстуры характеризуются неправильным рисунком слоистости, нечеткими границами слоев и отсутствием слоев внутри нарушенного взмучиванием участка (приложение V, рис. 14). Слоистость пород с такими текстурами обусловлена изменением гранулометрического состава, обогащением отдельных прослоев глинистым веществом и растительным детритом.

Наличие текстур взмучивания свидетельствует об изменении направлений волнений и течений в придонных участках мелководных бассейнов.

Текстуры смятия и оползания также в основном характерны для тонкослоистых глинисто-алевритовых пород. Особенностью их является сильное нарушение слоистости. Эти нарушения носят характер смятий и оползаний, имевших место в еще не затвердевшем осадке (приложение V, рис. 15). Иногда наблюдаются микрозарывы (приложение V, рис. 16), по которым происходило оползание отдельных прослоев алевrolита. Такая деформация с разрывами происходила в условиях несколько уплотненного осадка.

На границе глинистых и алевритовых прослоев наблюдаются пластические деформации осадка, сильно нарушающие первичную слоистость и, вероятно, также связанные с явлениями оползания и втекания незатвердевшего осадка (приложение V, рис. 15). Местами встречаются довольно крупные клубкообразные участки светлого кварцевого алевrolита (приложение V, рис. 17), в которых сохраняется слоистость параллельная внешнему контуру, что характерно для пластических деформаций осадка. Видимо, эти неправильные участки оказались оползшими. Поверхности оползших прослоев очень неровные волнистые с завихрениями, подвернутыми и смятыми концами.

Явления нарушения слоистости, связанные с пластической деформацией осадка, более характерны для верхней части елховского и радаевского горизонтов. Текстуры взмучивания встречаются

чаще в нижней части бобриковского и радаевского горизонтов. Преобладают нарушенные текстуры в радаевском горизонте свидетельствует о более активных движениях водной среды.

Текстуры, созданные корнями растений, довольно часто встречаются в терригенных отложениях нижнего карбона, особенно в бобриковском горизонте.

В разрезе породы с такими текстурами залегают на глинисто-алевритовых породах с неправильной горизонтальной и полого-волнистой слоистостью и с ходами илоедов, а перекрываются чаще маломощными прослоями мелкозернистых глинистых алевrolитов или алевритистых аргиллитов, обогащенных органическим веществом и мелким обуглившимся растительным детритом. По степени нарушенности различают текстуры с редкими корнями растений (приложение V, рис. 18), характерные для подпочвы пласта и сильно нарушенные, комковатые текстуры—типичные образования почвы (приложение V, рис. 19). Среди просмотренных образцов чаще наблюдаются менее нарушенные, с редкими корнями.

Текстурами с корнями растений характеризуются крупнозернистые, часто песчанистые алевrolиты или мелкозернистые слабоотсортированные песчаники, с базальным глинистым цементом.

Угольные пласты среди терригенных отложений не наблюдаются. Надо полагать, что растительные остатки полностью разлагались. По наличию подпочв можно судить о континентальных условиях и о временном заболачивании.

Породы с корневыми остатками залегают на отложениях прибрежного мелководья и свидетельствуют о формировании их в условиях заболоченных прибрежно-морских равнин и застойных водоемов.

Из изложенного видно, что описанные текстуры в основном связаны с глинисто-алевритовыми породами. Слабая слоистость отложений указывает на незначительную силу движения воды.

Широко развитые текстуры нарушения, а также значительное количество растительного детрита говорят о мелководном прибрежном характере отложения.

По характеру текстурных особенностей и особенно по изменению слоистости по разрезу можно сказать, что нижняя часть елховских отложений, в которых преобладают глинистые осадки с тонкой горизонтальной слоистостью, являются морскими отложениями, образовавшимися в удаленных частях бассейна, где волнения не достигали дна. В верхней части елховских отложений все чаще появляются глинисто-алевритовые породы с текстурами взмучивания и полого-волнистой слоистостью, что указывает на смену условий осадконакопления в бассейне с более активной водной средой. Появление выше по разрезу песчаников с крестчатой слоистостью и приуроченность нарушенных текстур (взмучивания и оползания) к отложениям этого возраста свидетельствуют об отложении этих осадков в еще более мелководных условиях с активным гидродинамическим режимом. Все это дает основание отнести

осадки елховского и радаевского горизонтов к фациям регрессивного ряда.

Бобриковский горизонт—это начало нового трансгрессивного цикла. Во время накопления пород этого горизонта в какой-то степени проявлялись континентальные условия, что подтверждается наличием текстур с корневой системой и углистых аргиллитов, т. е. осадков, образовавшихся в условиях обширной заболоченной приморской равнины. Углубление бассейна намечается только в период накопления верхней части бобриковского горизонта и смены его отложениями нормального морского бассейна (тульское время).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. Изд. АН СССР, 1956.
2. Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Труды ИГН АН СССР, вып. 59, 1962.
3. Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Изд-во «Наука», 1965.
4. Максимова С. В. Фациально-экологическая характеристика продуктивной толщи Сызранского района. Труды Ин-та нефти АН СССР, т. 5, 1955.
5. Саркисян С. Г., Михайлова Н. А. Некоторые текстурные особенности пород терригенной толщи девона Башкирской и Татарской АССР. БМОИП, отд. геол., т. XXXI (6), 1956.

С. В. БОГДАНОВА, Т. А. ЛАПИНСКАЯ

#### К ПЕТРОГРАФИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

В настоящее время в пределах Оренбургской области кристаллический фундамент вскрыт примерно 20-ю скважинами (рис. 1), что позволяет составить представление о развитых здесь типах пород и сопоставить их с породами прилегающих, лучше разбуренных территорий Куйбышевской области и Татарской АССР.

В соответствии с обоснованными ранее стратиграфическими и петрографическими подразделениями [5, 6] нами выделены типы пород.

#### Архейские породы

*Пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы и габбро-нориты* внешне отличаются темно-серой, почти черной окраской, массивным сложением, средне- или мелкокристаллической структурой; слабо гранитизированные амфиболсодержащие разности характеризуются полосчатой текстурой — чередование полос, обогащенных теми или иными минералами (Домосейкинские скв. 1, 2; Ивановская скв. 1). В некоторых случаях описываемые породы содержат значительное количество магнетита, придающего им серебристый или красноватый (при гематитизации) оттенок (Кирюшкинская скв. 21, Домосейкинская скв. 1 и др.). Структура пород различна: для пироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев (Краснооктябрьская скв. 51, Твердиловская скв. 11 и др.) характерна гранобластовая структура; в габбро-норитах (Домосейкинские скв. 1, 2, 7, Кирюшкинская скв. 21) сходная с габбровой. Помимо этого, очень часты коррозийные и симплектитовые структуры, обусловленные замещением плагноклазом, кварцем и амфиболом. Для катаклазированных пород обычно некоторое усложнение структуры, связанное с деформацией и раздроблением некоторых кристаллов и грануляцией их по периферии (порфиорокатакластическая структура). Пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы более мелкозернисты (преобладающий размер зерен 0,3—0,7 мм); габбро-нориты—среднекристаллические породы (размер зерен 0,8—1,5 мм).

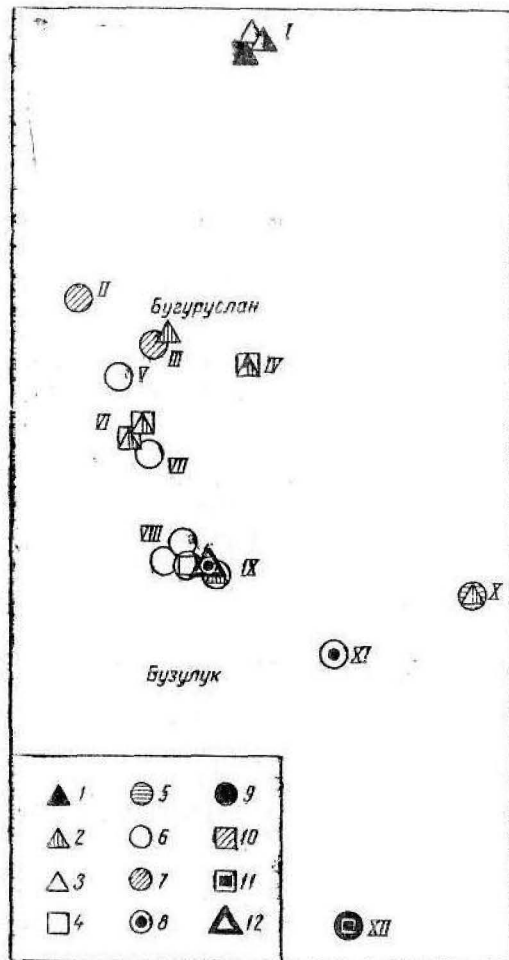


Рис. 1. Петрографический состав кристаллических пород фундамента Оренбургской области. 1—пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы и габбро-нориты; 2—то же, слабо гранитизированные; 3—антипертитовые чарнокиты; 4—кислые чарнокиты; 5—биотит-пироксеновые плагногнейсы; 6—высокоглиноземистые гнейсы; 7—калишпатовые гранулиты; 8—биотит-плагноклазовые гнейсы; 9—металесчаники и слюдистые кварцитосланцы; 10—плагнограниты с гранатом; 11—плагнограниты; 12—габбро-диабазы. Площади: I—Домосейкино; II—Калиновская; III—Кирюшкино; IV—Краснооктябрьская; V—Садки; VI—Городецкая; VII—Жуковская; VIII—Могутово, Гремячево; IX—Твердилово; X—Ивановская; XI—Покровская; XII—Ново-Сергиевка

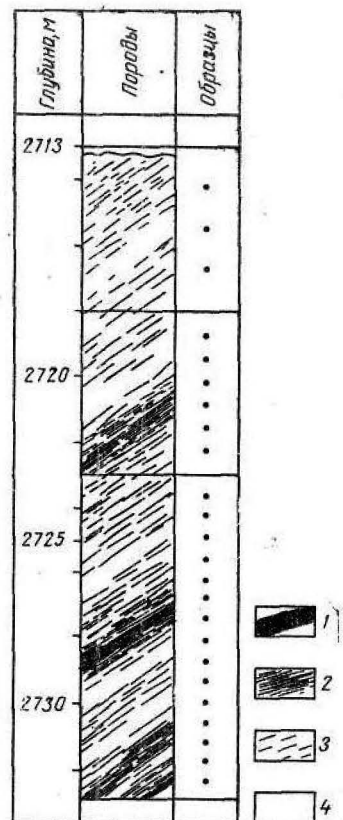


Рис. 2. Схематический разрез докембрийских кристаллических пород Красноярской скв. 51. 1—пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы; 2—то же, слабо гранитизированные; 3—антипертитовые чарнокиты; 4—кислые чарнокиты.

Минеральный состав и тех и других очень близок: лабрадор (№ 50—65) 25—55%, гиперстен 10—20%, клинопироксен (салит, авгит) 15—20%, амфибол 0—30%; акцессорные компоненты — циркон, апатит, гранат, магнетит, пирротин.

В слабо гранитизированных разностях наряду с этими минералами наблюдаются кварц, биотит, гранат, калиевый полевой шпат, в больших количествах присутствует магнетит.

Ультраметаморфические изменения основных кристаллических пород выражаются в появлении чарнокитов (Городецкие скв. 52, 54, Краснооктябрьская скв. 51, Ивановская скв. 1). Так, в образцах из Краснооктябрьской скв. 51 (рис. 2) хорошо видно, как основные кристаллические сланцы постепенно переходят в антипертитовые чарнокиты, в свою очередь замещающиеся розоватыми кислыми чарнокитами. Кислые чарнокиты слагают прожилки, линзообразные выделения с нечеткими, расплывающимися контактами.

Антипертитовые чарнокиты — средне- или крупнокристаллические, коричневатые-серые, слегка розоватые породы, массивной или грубополосчатой текстуры. Темноцветные минералы обособлены в неясноограниченные полоски или удлиненные линзовидные пятна различной ширины, ориентированные в одном направлении.

Главными составными частями этих пород являются плагноклаз (антипертит), кварц, гиперстен; в меньшем количестве содержатся биотит и магнетит. В более основных разностях (бескварцевых) встречаются клинопироксены и амфибол, в более кислых — кварц и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

Кислые чарнокиты — розовато-серые, слегка голубоватые породы, большей частью крупнозернистого или пегматонидного строения. Текстура массивная или слабополосчатая — темноцветные минералы концентрируются в виде немногочисленных расплывчатых пятен, неправильно или слегка удлиненных (теневой мигматит).

Основные минералы кислых чарнокитов — калиевый полевой шпат, плагноклаз, кварц, гиперстен слагают породы в различных соотношениях, однако калиевый полевой шпат и кварц всегда преобладают. Из акцессорных минералов наиболее характерны монацит, циркон, апатит, магнетит.

Высокоглиноземистые кристаллические сланцы и гнейсы (биотит-гранат-силлиманит-плагноклазовые, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовые, часто с графитом, биотит-силлиманит-кордиеритовые и др.). Наименее измененные процессами гидротермальной деятельности, поверхностного выветривания, а также незначительно ультраметаморфизованные разности характеризуются отчетливо выраженными полосчатыми текстурами. Отдельные, иногда очень тонкие полосы, обогащены различными минералами: темные — силлиманитом, биотитом, шпинелью, графитом и темно-сиреневым гранатом; светлые зеленоватые — кордиеритом, розоватые — полевым шпатом и кварцем. Окраска пород меняется от содержания тех или иных минеральных компонентов. Ширина полос измеряется

миллиметрами. Такая полосчатость является отражением первичной слоистости пород и, несомненно, усилена в процессе регионального метаморфизма метаморфической дифференциацией.

Некоторые гнейсы, содержащие много биотита или силлиманита, обнаруживают кристаллизационную сланцеватость, сочетающуюся с линейностью. Линейность иногда наблюдается и в породах, почти нацело лишенных биотита и силлиманита, и обусловлена ориентированным расположением удлиненных, вследствие катаклаза, кристаллов граната или кордиерита, линзовидных выделений кварца (Гремячевские скв. 51, 58). Гнейсы разнообразны по структуре, среди них наблюдаются гранобластовые, порфиробластовые, пойкилобластовые, лепидобластовые и нематобластовые разности. Довольно широко развиты катакlastические структуры, отражающие разные степени деформации (Гремячевские скв. 51, 58, Могутовская скв. 106 и др.). Размер зерен породообразующих минералов колеблется в пределах от 0,5 до 5 мм с преобладанием зерен размером 0,8—2 мм.

Количественное содержание породообразующих минералов сильно меняется в различных образцах. Часто даже в разрезе одной скважины можно наблюдать значительные вариации в составе гнейсов. Эти изменения в содержании главных породообразующих минералов выражаются примерно следующими цифрами: биотит 0—30%; гранат 0—50%; силлиманит 0—50%; кордиерит 0—50%; плагиоклаз 10—40%; кварц 5—60%; микроклин 0—40%. Аксессуары минералы представлены главным образом графитом, цирконом и апатитом, в отдельных случаях к ним добавляется монацит. Из рудных встречаются магнетит, ильменит и пирит. Вторичные минералы — серицит, хлорит, пинит, серпентин, тальк, саггит.

Высокоглиноземистые гнейсы сильно изменены процессами ультраметаморфизма; при этом они становятся более грубополосчатыми, содержат прожилки или обособления белого гранитоидного материала и представляют собой мигматиты.

Мигматиты относятся к типу послойных, что особенно хорошо видно на рис. 1 (приложение VI); мощность гранитных прослоев — 0,5—2,5 см, реже более 4 см.

Поскольку жильный материал мигматитов содержит реликты минералов гнейсов — граната и андезина, а также реликты удлиненных полосчатых обособлений этих минералов, мигматиты можно отнести к венитам, т. е. считать, что их образование связано с селективным плавлением самих гнейсов в стадию ультраметаморфизма. Более поздним процессом является гранитизация (микроклиннизация и окварцевание), так как она охватывает весь мигматит в целом, его субстрат и жильный материал.

В других случаях с наложенной гранитизацией мы связываем появление среди описываемых гнейсов гранитоидных прожилков аляскитового типа, состоящих главным образом из микроклина, кварца и плагиоклаза (Гремячевская скв. 51).

И наконец, в Кирюшкинской скв. 25 и Калиновской скв. 6 были встречены своеобразные породы, выделяемые нами под названием *калишпатовых гранулитов*, состоящих из кварца (30—45%), микроклин-пертита (30—40%), олигоклаза (10—25%), биотита и граната (1—5%). Внешне — это среднекристаллические розовые породы с редкими темно-красными или лиловыми вкрапленниками граната, расположение которых определяет едва заметную полосчатость.

Структура пород характеризуется наличием крупных деформированных порфирокластов микропертита, плагиоклаза, реже темноцветных минералов, погруженных в мелкозернистую очень компактную массу — микрогранобластового или торцевого строения. Кварц образует груболинзовидные, ориентированные скопления, секущие все минералы породы. Все это свидетельствует о большой роли дифференциальных блоковых движений в процессе формирования гранулитов, которые могли образоваться за счет сильно гранитизированных высокоглиноземистых гнейсов в результате дробления и последующей перекристаллизации.

*Биотит-плагиоклазовые гнейсы* вскрыты всего лишь двумя скважинами (Покровская скв. 114 и Твердиловская скв. 14). Биотит-плагиоклазовые гнейсы сильно разрушены, особенно в Твердилово, где породы фундамента разбиты многочисленными трещинами скола, рассечены сеткой жил, выполненных вторичными минералами — кальцитом и хлоритом. В наиболее свежих образцах биотит-плагиоклазовые гнейсы — неравномернозернистые мелко- или среднекристаллические коричневатокрасных тонов с хорошо заметной линейной текстурой. Окраска пород обусловлена сильной каолинизацией полевых шпатов, адсорбировавших бурые окислы железа. Структура пород гранобластовая, участками порфиробластовая, в значительной мере осложненная катаклазом, местами проявившимся столь сильно, что порода приобретает облик тектонической брекчии (Твердиловская скв. 14) — угловатые обломки, погруженные в тонкораздробленную массу.

Минералогический состав пород довольно прост: олигоклаз (45—50%), кварц (5—40%), биотит (5—40%), микроклин (0—15%); аксессуары минералы — апатит, циркон, ильменит; вторичные — хлорит, серицит, каолинит, кальцит, лейкоксен.

*Биотитовые плагиограниты* вскрыты Новосергиевской скв. 1. В нашем распоряжении имелись образцы керна фундамента следующих интервалов: 4424—4427 м (2 образца), 4427—4431 м (один образец), 4432—4434 м (10 образцов). Плагиограниты определены в двух нижних интервалах. Это крупнокристаллические белые, слегка сероватые или желтовато-розовые пегматоидные разности. Структура гранитов сложная, представляющая собой сочетание первичной гранитной с относительным идиоморфизмом олигоклаза и порфирокатакlastической, отражающей более поздние динамометаморфические процессы. Последняя характеризуется наличием деформированных кристаллов полевых шпатов, окруженных каемками мелкообразованных зерен.

Главные породообразующие минералы — олигоклаз (45—50%), микроклин (30—50%) и кварц (15—20%), в незначительном количестве присутствует нацело хлоритизированный биотит; акцессорные — анатаз (?), циркон и монацит; вторичные минералы довольно обильны — это мусковит, хлорит, каолинит, серицит.

Крупные (до 1 см) кристаллы олигоклаза (№ 25—27) более идиоморфные, чем другие минералы, и дают таблитчатые, реже изометрические сечения, неровные, изрезанные очертания которых обусловлены реакционным характером микроклина, корродирующего и замещающего плагиоклаз. Кроме того, форма кристаллов олигоклаза изменена деформацией: кристаллы изогнуты, раздроблены так, что одни части кристаллов смещены относительно других, а трещины смещения зачастую заполнены кварцем.

Крупные (более 1 см) кристаллы микроклина содержат идиоморфные включения олигоклаза, а в пегматоидных участках монокристаллы микроклина и олигоклаза взаимно прорастают, образуя своеобразные пегматитовые структуры. Микроклин так же, как олигоклаз, деформирован и раздроблен, трещины заполнены кварцем.

Прожилки кварца, как наиболее поздние образования, секут одновременно и мелкоиздробленные участки породы и крупные кристаллы. Чаше они приурочены к наиболее раздробленным зонам в породе. Гораздо реже встречается первичный кварц, представленный округлыми включениями в полевых шпатах.

К числу второстепенных минералов относится мусковит, образующий либо сростки мелких листочков, либо крупные (до 1 мм) пластинки. Мусковит во всех случаях ассоциирует с мелкоиздробленными участками породы. Его листочки деформированы и изогнуты, что позволяет считать этот минерал продуктом динамометаморфизма. В ряде участков можно наблюдать непосредственное замещение полностью хлоритизированного биотита свежим мусковитом.

### Нижне- и среднепротерозойские (?) породы

Породы, условно относимые нами к более молодой формации, встречены только в Ново-Сергиевской скв. 1 непосредственно выше описанных плагиогранитов (интервал 4424—4427 м) и ниже карбонатов и песчаников верхнего девона (?). Это метаморфизованный разномзернистый песчаник, переходящий в слюдястый сланец. Контакт этих пород наблюдается непосредственно в одном из образцов. Сланцеватость в обоих разностях ориентирована под углом 70—80° к оси керна.

*Метаморфизованный песчаник* — очень крепкая разномзернистая, плотно сцементированная порода, темно-серая с зеленоватым или красноватым оттенком. Структура — бластосаммитовая, характеризующаяся наличием различных по величине обломков и связующего их цемента (приложение VI, рис. 2). Последний заметно перекристаллизован, вследствие чего в нем развились чешуйки серици-

та и мусковита, ориентированные иногда субпараллельно. Анализ минерального состава и структуры породы показывает, что она является, по-видимому, дресвой описанных выше плагиогранитов. В некоторых участках породы структура гранита как бы просвечивает сквозь новую, обусловленную растрескиванием и последующим метаморфизмом.

Черный тонкосланцеватый *слюдястый сланец* обладает лепидобластовой структурой и состоит в основном из крупных чешуй хлоритизированного биотита и листочков мусковита, слагающих субпараллельные прослои. Более светлые зоны представлены все тем же материалом гранита — агрегатом кластических мелких обломков полевых шпатов и кварца, окруженных порой тончайшим серицитовым цементом.

Эти особенности пород позволяют представить их образование следующим образом: архейские плагиограниты были выведены на поверхность, подверглись континентальному выветриванию, порода растрескалась, превратилась в дресву, которая частично была перетолжена, благодаря чему обособились слюдястые зоны. После этого данный участок платформы снова был погружен, дислоцирован и испытал региональный метаморфизм очень низкой ступени, который привел к новому рассланцеванию, образованию серицитового и хлоритового цемента дресвы. Степень метаморфизма соответствует зелено-сланцевой фации, типичной для пород протерозойского возраста [9]. Таким образом, в Ново-Сергиевской скв. 1 вскрыта древняя кора выветривания, сформировавшаяся на архейских породах и позднее метаморфизованная.

*Габбро-диабазы* были впервые обнаружены на территории Оренбургской области Твердиловской скв. 14 в интервале глубины 3474,6—3478,3 м вместе с описанными выше биотит-плагиоклазовыми гнейсами. Породы выделяются плотным, массивным сложением, черной окраской, микроскопически прекрасно выраженной офитовой структурой. Габбро-диабаз состоит из лабрадора (50—60%), темноцветных минералов (40—50%) и микропегматита (1—3%). Поскольку темноцветные минералы полностью замещены хлоритом и кальцитом, определение точного номенклатурного положения породы затруднено, однако большое сходство ее с подобными образованиями Куйбышевской области (Мухановская скв. 403, Хилковская скв. 445 и др.) позволяет считать ее конга-диабазом. Конга-диабаз не метаморфизован, что указывает на его внедрение в платформенный период развития данной территории. Магматические разности диабазовой серии, близкие к описанной, известны в нижебавлинской серии. На этом основании конга-диабазы можно считать рифейскими.

Все рассмотренные породы несут на себе следы добавлинского и додевонского выветривания, сказывающиеся в каолинизации полевых шпатов, образовании гидрослюд и гидрохлорита, ожелезнении темноцветных минералов. В верхней части разреза эти вторичные

образования становятся преобладающими и плотные кристаллические образования превращаются в слабосцементированную кору выветривания. В отличие от дресвы плагиигранитов Ново-Сергиевской скв. 1, никаких следов метаморфизации в добавлинской и додевонской коре не отмечено.

### Выводы

1. Кристаллический фундамент Оренбургской области сложен преимущественно архейскими образованиями. В этом отношении он сходен с прилегающими районами Куйбышевской области, Татарской и Башкирской АССР [1, 3, 5]. Широко развиты древнейшие на востоке Русской платформы породы габбро-норит-чарнокитовой серии. В керне можно наблюдать все переходы от основных кристаллических сланцев и габбро-норитов до кислых чарнокитов, связанные с ультраметаморфизмом и гранитизацией в наиболее глубоких зонах земной коры. Первичный материал этих пород сильно изменен процессами метаморфизма. Сравнивая их с породами габбро-норит-чарнокитовой серии Украинского кристаллического щита, можно предположить, что это были как основные эффузивы, так и интрузивные тела [7, 8]. На последние указывает габбровая структура некоторых массивных габбро-норитов.

2. Парагнейсы представлены большей частью биотит-, гранат-силлиманитовыми разностями, иногда содержащими графит, что позволяет сопоставить их с тетерево-бугской серией Украины [8]. Аналогичные гнейсы широко развиты в северной части Жигулевско-Пугачевского свода и на южном и юго-западном обрамлении Татарского свода. Все исследователи архея Русской платформы считают, что это продукт метаморфизации первичноглинистых образований. К группе парагнейсов следует отнести и биотитовые плагиогнейсы, встречающиеся в двух скважинах.

Парагнейсы интенсивно гранитизированы. В других областях Русской платформы наиболее интенсивная гранитизация архейских пород связана с завершением нижнепротерозойского тектоно-магматического цикла [8].

3. Данные об абсолютном возрасте архейских пород фундамента Оренбургской области немногочисленны, получены калий-аргоновым методом. Для биотит-гранит-силлиманит-кордиеритового гнейса из Могутовской скв. 106 по биотитовой фракции Н. И. Полевой (устное сообщение) возраст определен в 1830 млн. лет, для чарнокита Октябрьской скв. 51 1890 млн. лет (валовый анализ). Однако эти породы несут следы более поздней гранитизации и динамометаморфизма и вследствие потери радиогенного аргона могут быть «омоложены» [4]. Примерно такие же цифры получены для чарнокитов и гнейсов Куйбышевской области и чарнокитов Украины [7]. Для последних по данным свинцового метода с использованием акцессорных минералов возраст около 3 млрд. лет. Это показывает большую условность имеющихся цифр.

4. К числу протерозойских образований относится метаморфизованная кора выветривания плагиигранитов, наличие которой имеет большое геологическое значение, поскольку отчетливо фиксируется перерыв между архейскими и нижнепротерозойскими образованиями. Возраст метаморфизма этой коры остается условным (нижний- и средний (?) протерозой), поскольку выше нее метаморфических пород не вскрыто. Близкая по типу метаморфизованная кора выветривания пород архейского возраста описана в районе КМА [2].

5. Интенсивная катаклазированность пород, а в отдельных случаях образование тектонической брекчии (Твердиловская скв. 14), связаны с дроблением пород фундамента в результате сильных однонаправленных давлений, могущих возникать при перемещении его отдельных блоков по глубоким разломам. Учет катаклазированной породы фундамента может оказать существенную помощь в выявлении разломных дислокаций. В данном случае замечательно то, что в той же скважине вскрыт габбро-диабаз, образование которого связано с подъемом магмы по разлому в платформенную стадию развития описываемой территории.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова С. В. Геологическое строение и петрография докембрийских отложений района Мухановского газонефтяного месторождения (Куйбышевская область). Труды МИНХ и ГП, вып. 27, 1960.
2. Воскресенская М. Н. О соотношениях пород архея и протерозоя на КМА. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1965.
3. Егорова Л. З. Строение и состав кристаллического фундамента и добавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Труды Куйбышевского НИИ НП, вып. 24, 1964.
4. Комлев Л. В., Савоненков В. Г. и др. О геологическом значении региональных процессов омоложения в древних формациях юго-запада Украинского кристаллического щита. Геохимия, № 3, 1962.
5. Лапинская Т. А. Главнейшие типы пород кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области и их распространенность. Труды МИНХ и ГП, вып. 38, 1962.
6. Лапинская Т. А. О стратиграфическом расчленении докембрийского фундамента Волго-Уральской области. Труды МИНХ и ГП, вып. 61, 1966.
7. Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. Изд-во «Наука», 1964.
8. Половинкина Ю. И. История геологического развития Украинского кристаллического массива. В сб. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Изд. АН СССР, 1960.
9. Флоренский В. П. Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской платформы. ДАН СССР, т. 105, № 5, 1955.

А. П. ШАФРАНОВ, Л. В. КАЛАМКАРОВ

### К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ СОЛЯНЫХ МАССИВОВ В ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЕ

В пределах Прикаспийской впадины, наряду с уже давно известными крупными соляными массивами Челкар, Индер, Эльтон и Баскунчак, в настоящее время можно выделить целую группу аналогичных соляных массивов (Сарпинский, Лебяжинский, Азгирский, Матенкожа, Егизкара и др.), размеры которых значительно превышают средний размер (несколько десятков квадратных километров) большинства соляных структур (соляных куполов) (рис. 1).

Так, по геолого-геофизическим данным площади соляных массивов составляют (в км<sup>2</sup>): Челкар 2700, Лебяжинский 2300, Эльтонский 1100, Сарпинский свыше 1000, Азгирский 800, Индерский 700, Матенкожа 500, Баскунчак свыше 150 и т. д. В плане они имеют сложную разветвленную форму.

Большинство из вышеперечисленных крупных соляных массивов отражаются на поверхности своеобразными формами рельефа: в районе Индера — Индерские «горы», в районе Челкара — возвышенности Сасай, в районе Эльтонского соляного массива — горы Большой и Малый Улаган, в районе Баскунчака — горы Большой и Малый Богдо и т. д. Ко всем крупным соляным массивам приурочены значительные по площади соляные озера и соры. Например, на соляных массивах Челкар, Индер, Эльтон, Баскунчак, Сарпинский располагаются одноименные соляные озера.

Для всех крупных соляных массивов характерно развитие в сводовой части структур мощного гипс-ангидритового кепрока (на Индере 70 м, на Челкаре 150—200 м).

Общность целого ряда поверхностных признаков крупных соляных массивов неоднократно приводила исследователей к выводу об одинаковых условиях формирования этих уникальных форм соляной тектоники. Ю. А. Косыгин [3], выделяя типы соляных структур, относил их к группе «открытых куполов».

Различные предположения о происхождении соляных массивов

высказывались и другими исследователями [3, 4 и др.]. Однако попытки объяснить процесс образования этих структур как отдельных соляных куполов не могли привести к обоснованному решению этого вопроса, так как соляные массивы представляют собой несомненно более сложнопостроенные соляные тела.

Возможный вариант подхода к решению проблемы формирования соляных массивов может быть намечен только с позиций и представлений о закономерностях соляного тектогенеза на основе выдвигаемой и подтверждаемой сейчас идеи ряда исследователей [2, 7, 8, 9 и др.] о существовании в Прикаспийской впадине более крупных (по сравнению с отдельными соляными куполами) ориентированных соляных структур — соляных гребней (гряд, антиклиналей).

Проведенные исследования показали, что характер распространения соляных гребней (гряд, антиклиналей) в пределах Северного Прикаспия во многом определяет основные закономерности размещения и развития форм соляной тектоники и, в частности, позволяет подойти к решению вопроса о происхождении соляных массивов.

При анализе гравиметрического и особенно вариометрического материала обращает на себя внимание прежде всего идентичность гравитационных полей отдельных крупных соляных массивов. Сходство выражается в относительно близких величинах интенсивности гравитационных минимумов и характерных сгущениях изоаномал силы тяжести. Более детальный вариометрический материал по ряду соляных массивов показывает сложный дифференцированный характер гравитационных полей. Гравитационные поля соляных массивов, как правило, имеют разветвленную форму, которая определяется направлениями основных гравитационных осей. В пределах отдельных соляных массивов можно наметить одну-две основные гравитационные оси и ряд дополнительных осей, осложняющих общее гравитационное поле.

Например, в пределах Сарпинского соляного массива (рис. 2), несмотря на сложное, дифференцированное гравитационное поле, довольно четко выделяется центральная, основная гравитационная ось и ряд периферийных, дополнительных осей. Последние геолого-геофизические материалы, в частности Б. С. Комиссарчика, позволили выяснить некоторые структурно-тектонические особенности строения территории, расшифровать гравитационное поле этого участка. Как видно из схемы (см. рис. 2), центральной гравитационной оси соответствует положение линейно ориентированной в северо-западном направлении структуры типа соляного гребня (гряды, антиклинали). Основной соляной гребень Сарпинского массива представляет собой крупный структурный элемент, осложненный в виде соляных вздутий отдельными соляными поднятиями (Центральный Сарпинский, Сарпинский I, Сарпинский II и др.). Дополнительные гравитационные оси соответствуют положению отдельных цепочек, гряд соляных куполов, ориентированных в северо-

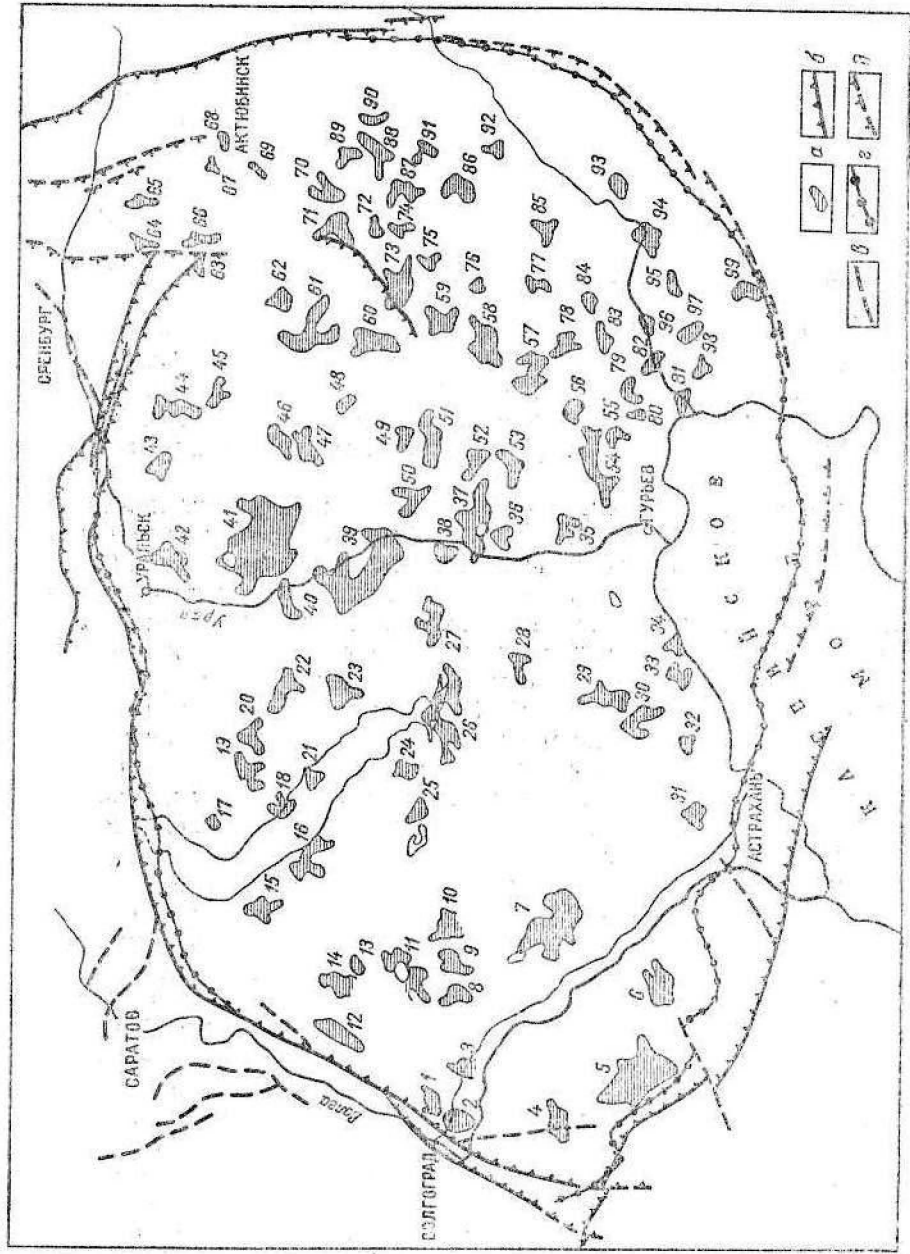


Рис. 1. Схема размещения основных соляных массивов Прикаспийской впадины (составил А. П. Шафранов, 1966). а—соляные массивы: 1—Денильский; 2—Средне-Ахтубинский; 3—Руденьковский; 4—Ставка; 5—Сарпинский; 6—Юста; 7—Агирский; 8—Северо-Шуганский; 9—Сайхинский; 10—Урдинский; 11—Эльтонский; 12—Емельяновский; 13—Джаныбекский; 14—Гончар; 15—Каракалпакский; 16—Метайский; 17—Слоновский; 18—Алгайский; 19—Антоновский; 20—Байбекский; 21—Таловский; 22—Имевкудуский; 23—Альшохский; 24—Выстаусорский; 25—Багатаюрский; 26—Джангаурский; 27—Альбергенский; 28—Кобланский; 29—Мылтобинский; 30—Бузанойский; 31—Азисорский; 32—Джегларский; 33—Амангельдинский; 34—Манашский; 35—Теркобайский; 36—Джаманильдерский; 37—Индерский; 38—Харкинский; 39—Лейбарский; 40—Ибишский; 41—Челкарский; 42—Абтургалский; 43—Григорьевский; 44—Миргородский; 45—Жегтыколский; 46—Болларинский; 47—Саралыобинский; 48—Кульсайский; 49—Тобекудуский; 50—Сатиола; 51—Мачеико жа; 52—Деселекский; 53—Тешекский; 54—Танагарский; 55—Телегейский; 56—Макацкий; 57—Уазский; 58—Байзакский; 59—Тамдыкулский; 60—Тюлексайский; 61—Чингизский; 62—Амелубинозский; 63—Спецковский; 64—Покровский; 65—Харьковский; 66—Вершининский; 67—Кеахустанский; 68—Талыбергенский; 69—Голубинский; 70—Бородинковский; 71—Адалебекский; 72—Кучукдукский; 73—Егизар; 74—Восточно-Чилисайский; 75—Аксаринский; 76—Дулатский; 77—Акчиликский; 78—Муллабекский; 79—Кызылдарский; 80—Сагелатды; 81—Асанкегенский; 82—Карадукский; 83—Камыскулайский; 84—Кызылкулайский; 85—Кондратовский; 86—Сарттобинский; 87—Шугаркулайский; 88—Шубарджанский; 89—Джамыкский; 90—Ажарский; 91—Кумбарский; 92—Шугаркулайский; 93—Альмураткулайский; 94—Сорбулакский; 95—Биекджальский; 96—Шукатский; 97—Толосский; 98—Кызылкулайский; 99—Табыйайский; б—границы флексуры и разломы; в—разрывные нарушения; г—граница распространения соляной тектоники; д—предполагаемые границы флексуры и разломы.

ро-восточном направлении. Пространственная ориентировка основного соляного гребня Сарпинского соляного массива, видимо, отражает направление и положение линейной дислокации подсолевого ложа, образование которой способствовало возникновению ослабленной зоны пониженных напряжений и созданию необходимых условий для пластического течения, фронтального притока и концентрации подвижных компонентов соленосных толщ.

Несколько иное строение имеет соляной массив Юста, расположенный к востоку от Сарпинской соляной структуры (рис. 1, 3). Здесь по гравитационному полю и положению локальных соляных поднятий можно наметить две основные гравитационные оси, которые прослеживаются к северо-востоку по направлению к соседним соляным поднятиям. В пределах соляного массива Юста наблюдается как бы сближение основных осей отдельных линейных групп, цепочек соляных поднятий. Такое расположение соляных гребней, их ориентировка на северо-западном склоне Астраханского краевого поднятия вполне согласуется с простиранием самого поднятия и положением гравитационной ступени.

Таким образом, характер размещения и ориентировка соляных структур в пределах юго-западной окраины Прикаспийской впадины тесно связаны с основными глубинными дислокациями подсолевого ложа, участками опущенных и приподнятых блоков, намечаемых здесь сейсмо-геологическими исследованиями [6].

При изучении гравитационного поля района соляной структуры Челкар (см. рис. 1, 3) выделено несколько осложняющих общее поле массива «гравитационных язычков», которым соответствуют соляные структуры (соляные купола) Сасай, Челкар I, Челкар II, Хаместкуль. Площадные сейсмические исследования подтвердили и детализировали гравиметрические данные по этой структуре. Они



показали, что в северо-восточной и юго-восточной частях соляного массива «гравитационным языкам» соответствуют вытянутые соляные тела, осложненные соляными вздутиями Челкар I, Челкар II и др., т. е. соляные структуры типа соляных гребней.

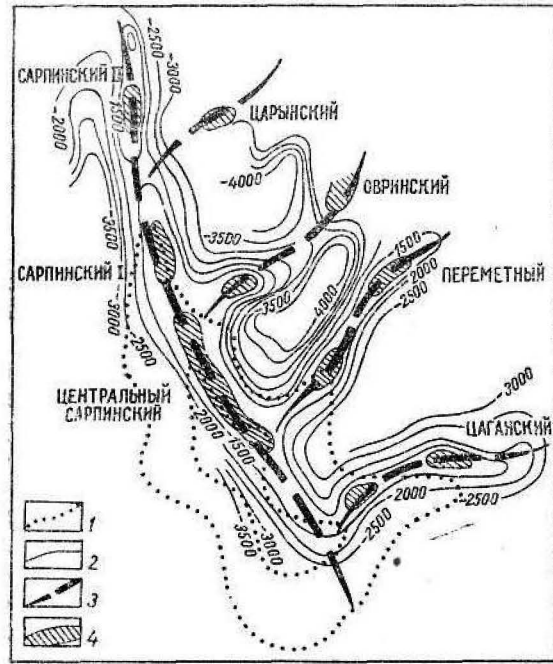


Рис. 2. Схема строения Сарпинского соляного массива. 1—контуры соляного массива по данным гравиметрии; 2—изогипсы по кровле соли (VI отражающий горизонт); 3—основные оси соляных гребней (гряд, антиклиналей); 4—соляные купола.

Гравиметрические и вариометрические данные позволили протрассировать основные гравитационные оси, а следовательно, и соответствующие им оси соляных гребней, выявленных сейсмикой по периферии Челкара, во внутренние участки соляного массива.

В сложном гравитационном поле соляного массива Челкар можно выделить две центральные, основные гравитационные оси (относительно параллельные друг другу) и ряд дополнительных.

Аналогичные особенности гравитационного поля и размещения основных гравитационных осей соляных гребней свойственны и другим соляным массивам.

Обращает на себя внимание видимая закономерность в расположении гравитационных осей соляных массивов (см. рис. 2, 3). Несмотря на различные соотношения осей, как правило, выделяется одна, две или три основные гравитационные оси в пределах гравитационного поля одного соляного массива. При этом они распо-

лагаются относительно параллельно друг другу (соляные массивы Юста, Челкарский, Узский и др.). Дополнительные гравитационные оси большей частью примыкают к центральной, основной оси либо с одной стороны (соляные массивы Сарпинский, Челкарский и др.), либо с обеих сторон (соляные массивы Азгирский, Индерский и др.).

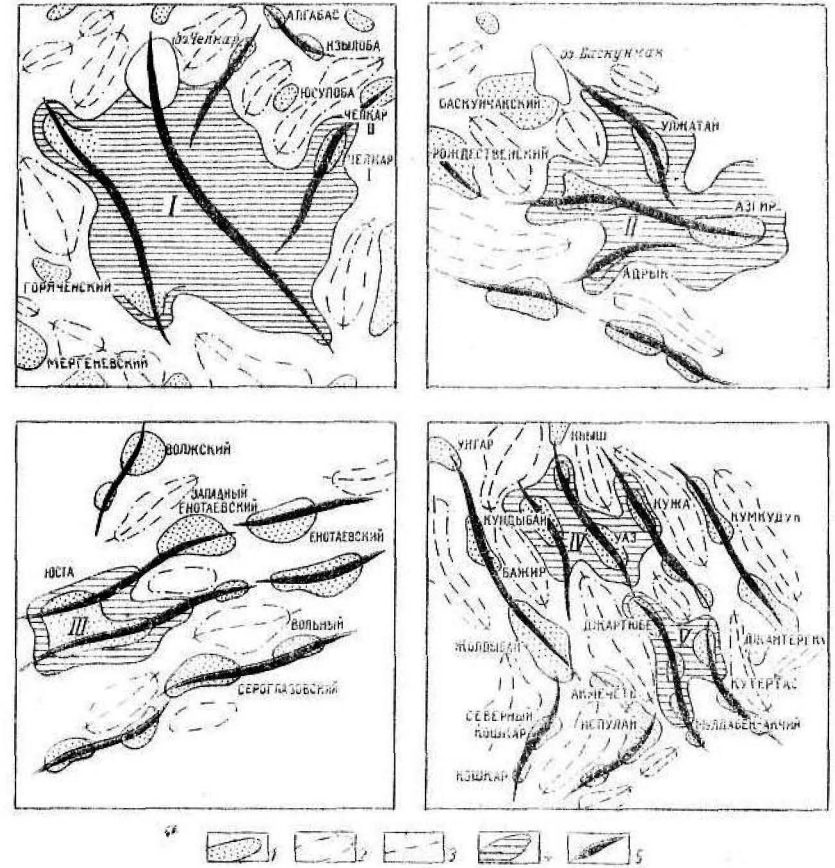


Рис. 3. Схемы некоторых типов соляных массивов Пригорной впадины. 1—соляные купола по данным гравиметрии; 2—контуры межкупольных зон; 3—основные оси межкупольных зон; 4—соляные массивы: I—Челкарский; II—Азгирский; III—Юста; IV—Узский; V—Мулдабекский; 5—соляные гребни

Изложенные данные свидетельствуют о том, что соляные массивы образовались в результате сложного процесса пластического перераспределения соляных масс. При формировании одних соляных массивов в начальной стадии происходило фронтальное перемещение подвижных компонентов соленосных толщ в определенном направлении и преимущественная концентрация соли в пределах линейных зон пониженных напряжений с последующим изме-

нением направления оттока соли. При образовании других можно предположить частичную дифференциацию первичных огромных соляных масс. И в том и другом случае процесс оттока соли отличался от процесса формирования отдельных соляных поднятий (соляных куполов). Собственно локальные соляные поднятия (соляные купола) в пределах соляных массивов являются осложнениями более крупных скоплений соляных масс и по времени формирования представляют собой вторичные образования, структуры более поздней генерации.

В настоящее время эти выводы в известной степени подтверждаются геолого-геофизическими данными. Например, по материалам бурения на Челкарском соляном массиве выявлены некоторые особенности роста кристаллов галита, а именно: установлено, что ориентировка их совпадает с основными направлениями течения соли. По данным Т. А. Ошакпаева, в пределах Челкарского массива, в отличие от типичных соляных куполов, таких направлений течения соли несколько. Произведенный нами предварительный анализ материалов показал, что ориентировка кристаллов галита и основные направления течения соли соответствуют общему простиранию и положению, намечаемых в пределах Челкарского соляного массива, соляных палеогребней. В пользу вероятного существования палеогребней говорят также данные о наличии на поверхности соляного штока Челкарского массива ряда локальных опущенных участков, в которых сохранились от размыва остатки нижней части разреза надсолевой толщи верхней перми. Зоны залегания этих отложений, видимо, соответствуют участкам палеомежгребневых зон.

Поскольку простирание соляных гребней связано с пространственной ориентировкой глубинных линейных дислокаций подсолевого ложа, совершенно очевидно, что формирование и расположение крупных соляных массивов во многом зависит от тектонической взаимосвязи их с региональной геоструктурой Прикаспийской впадины и режима развития различных элементов этой геоструктуры.

Анализ размещения соляных структур (соляных массивов) показывает приуроченность соляных массивов в основном к зонам сочленения крупных положительных и отрицательных форм (переходным зонам), тектоническим «узлам» двух взаимно перекрещивающихся направлений (северо-западной и северо-восточной ориентировки) линейных глубинных дислокаций подсолевого палеозоя и фундамента впадины.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Волчегурский Л. Ф., Журавлев В. С. Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины. Геотектоника, № 2, 1965.
2. Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносность Западного Казахстана. Гостоптехиздат, 1963.

3. Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Труды ГИН АН СССР, вып. 29, 1960.

4. Коробов С. С. Новые данные о геологическом строении района Чапчачи. Труды ВНИИГ, вып. XXXV, 1959.

5. Коробов С. С. Некоторые соляные структуры и дислокации подсолевого ложа. Нефтегазовая геология и геофизика, № 12, 1964.

6. Мальцев В. И., Шарипова Л. В., Юрченко Б. И. Некоторые вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности юго-западной части Прикаспийской впадины. Геология нефти и газа, № 3, 1963.

7. Соколов В. Л. Некоторые черты унаследованности в развитии структуры осадочного покрова юго-востока Русской платформы. В кн.: «Материалы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат, 1962.

8. Шафранов А. П., Авров В. П. О закономерности размещения солянокупольных структур в Прикаспийской впадине. Нефтегазовая геология и геофизика, № 2, 1963.

9. Шафранов А. П. Основные закономерности размещения соляных структур в пределах областей развития соляной тектоники. Материалы научно-технической конференции молодых специалистов. Изд-ние МИНХ и ГП, 1966.

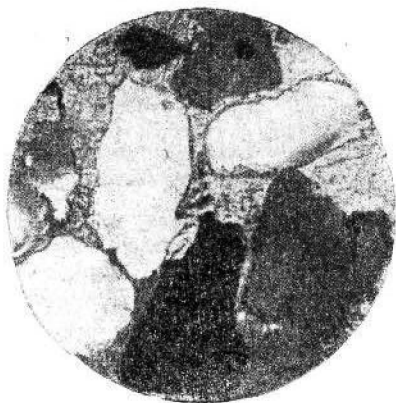


Рис. 1. Песчаник мелкозернистый с карбонатным цементом, корродирующим кварцевые зерна (пойкилитового типа). Шлиф, ув. 72, ник.+ (Могутовская скв. 102).

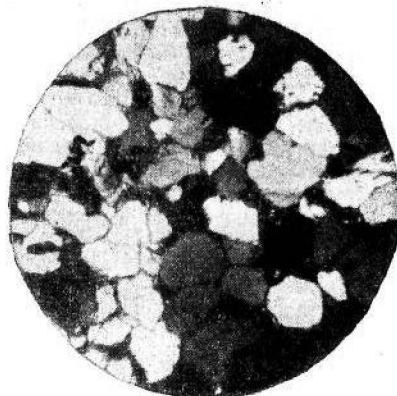


Рис. 2. Пористые кварцевые алеврито-песчаники. Шлиф, ув. 72, ник.+ (Могутовская скв. 102)

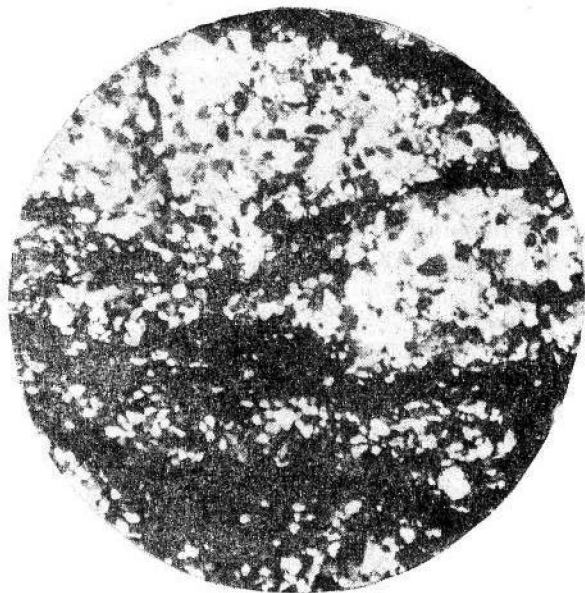


Рис. 3. Слоистый крупнозернистый алевролит. Шлиф, ув. 3 (Южно-Султангуловская скв. 75).

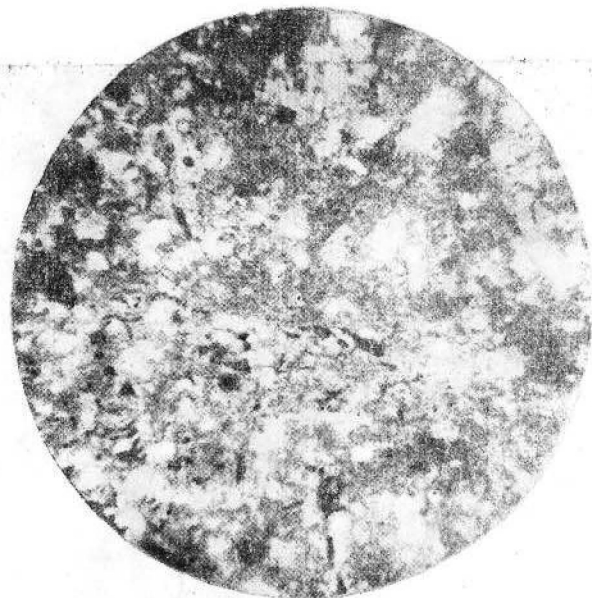


Рис. 4. Глинистые алевролиты с мелким обуглившимся растительным детритом и спорами. Шлиф, ув. 72, ник. II (Твердиловская скв. 5).

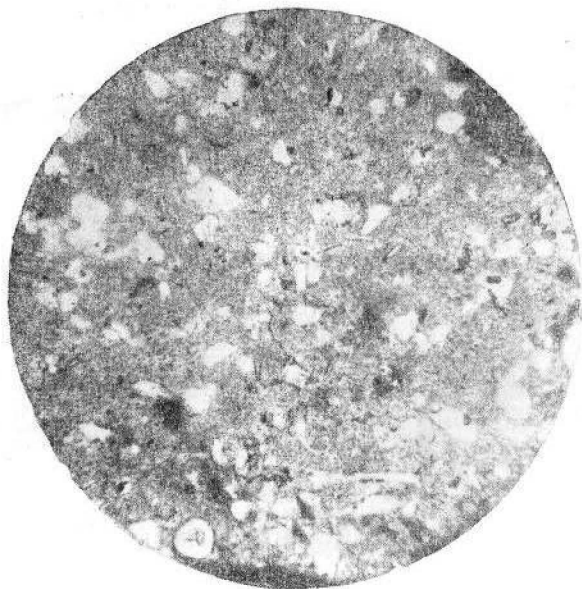


Рис. 5. Алевритистая глина. Шлиф, ув. 72, ник. II (Твердиловская, скв. 5).

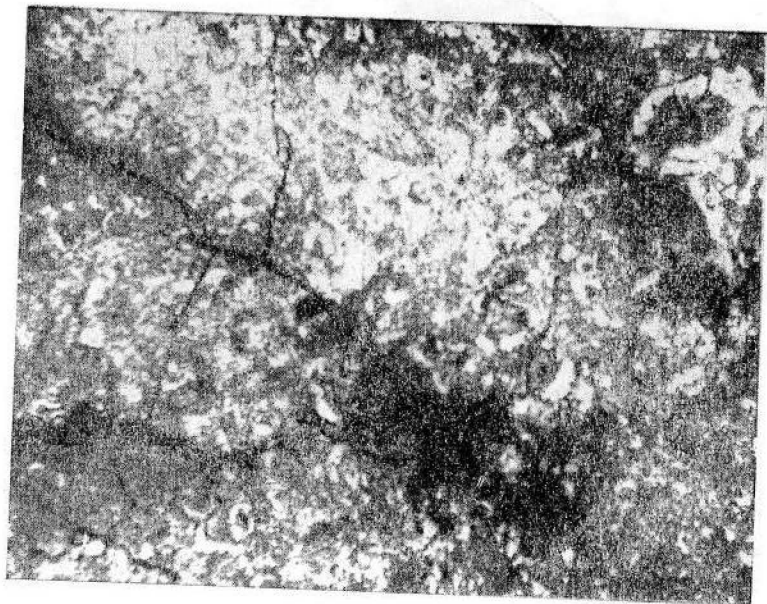


Рис. 1. Трещины дегидратации в доломитизированном известняке, выполненные глинистым материалом. Турнейский ярус. Заглядная скв. 155, интервал 1681—1686 м. Шлиф, ув. 60, ник. II.



Рис. 2. Вертикальные трещины, заполненные нефтью. Турнейский ярус. Петро-Херсонская скв. 351, интервал 2419,7—2423,8 м, керн в натуральную величину.

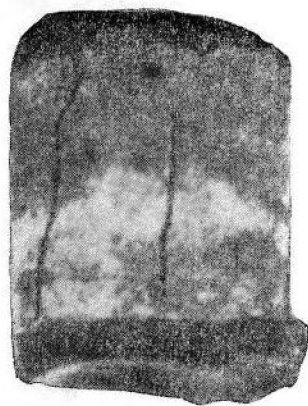


Рис. 6. Вертикальные трещины, заполненные углесто-глинистым пиритизированным материалом. Доманиковский горизонт. Гремячская скв. 58, обр. 9, интервал 3125—3129 м. Керн в натуральную величину.

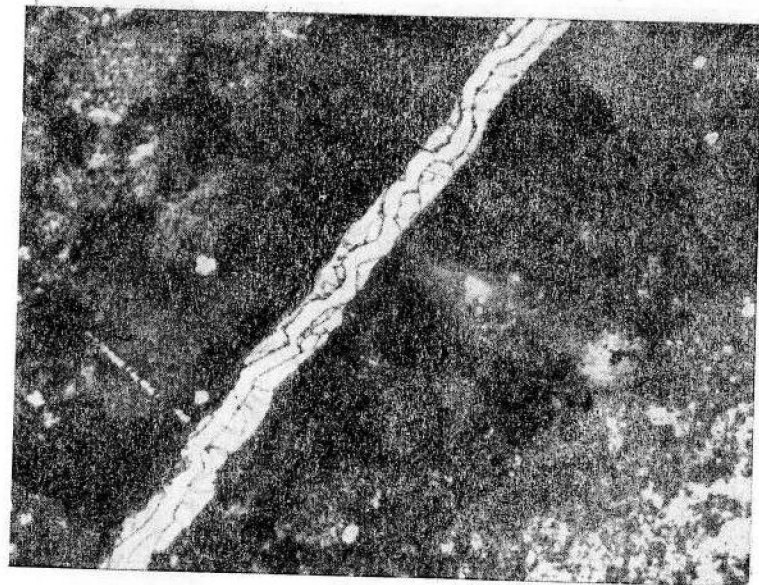


Рис. 3. Открытая трещина рассекает минеральную трещину. Турнейский ярус. Ероховская скв. 3, интервал 2744—2750 м. Шлиф, ув. 35, ник. II.

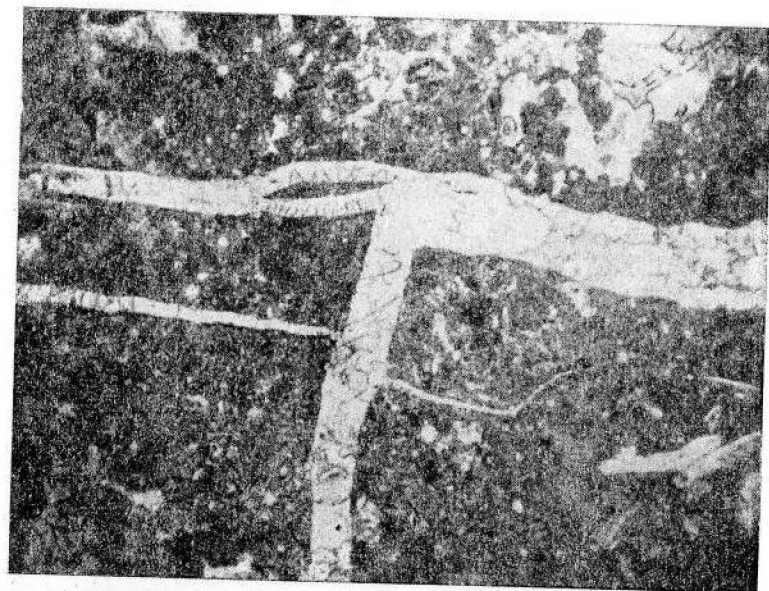


Рис. 4. Минеральные трещины двух генераций, выполненные кристаллическим кальцитом. Верхнефаменский подъярус. Самодуrowsкая скв. 140, интервал 1924—1926 м. Шлиф, ув. 15, ник II.

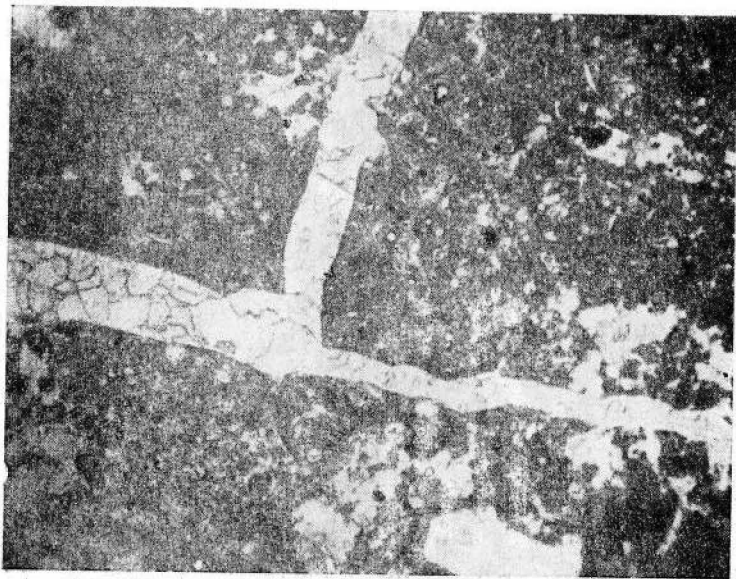


Рис. 5. Трещина в мелкозернистом известняке, выполненная кристаллическим кальцитом. Верхнефаменский подъярус, Самодуровская скв. 149, интервал 1924—1923 м. Шлиф, ув. 15, ник. II.

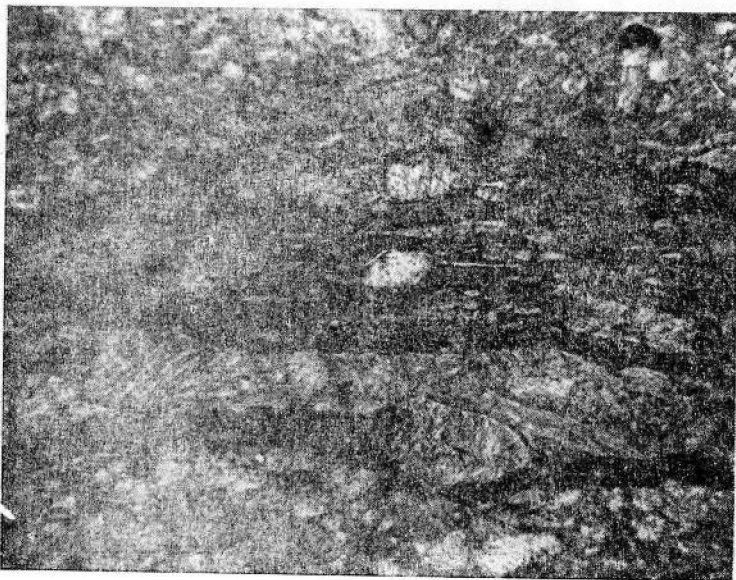


Рис. 7. Трещины в органогенно-детритусовом известняке, выполненные битумом. Турнейский ярус, Цесаровская скв. 101, интервал 2365—2368 м. Шлиф, ув. 35, ник. II.



Рис. 1. Известняк биогермный кавернозный (зона рифа). Керн из Кумертауской скв. 41, интервал глубины 1846,5—1847,05 м. 0,5 натуральной величины.



Рис. 2. Известняк биогермный, кавернозный (зона рифа). Каверны приурочены к колонии мшанок и инкрустированы кристаллическим кальцитом. Керн из Совхозной скв. 44, интервал глубины 1702,8—1705,8 м. 0,5 натуральной величины.



Рис. 3. Известняк биогермный с кальцитовым крстификационным цементом (зона рифа). Украинская скв. 160, артинский ярус, интервал глубины 2376,7—2377,8 м. Шлиф, ув. 22, ник. +

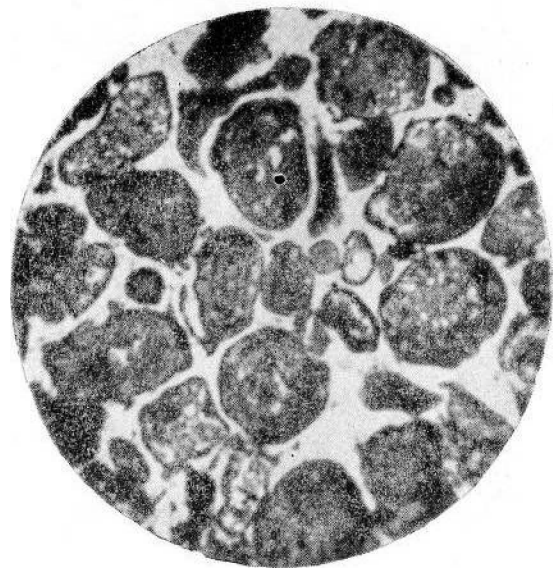


Рис. 4. Известняк фораминиферовый с окатанными и перестроженными раковинами (зона рифового шлейфа). Украинская скв. 156, ассельский ярус, интервал глубины 2410—2414,4 м. Ув. 22, ник. II.

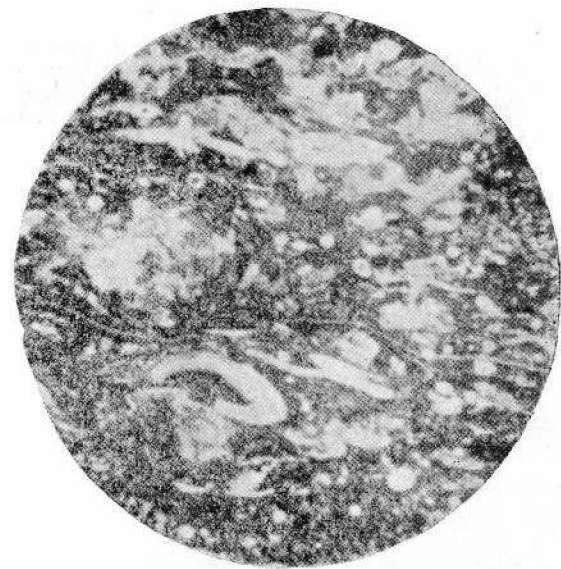


Рис. 5. Известняк слоистый, органогенно-детритусовый, с карбонатно-глинистым цементом, битуминозный (зона межрифовых депрессий и глубоководных участков морского дна). Чебеньковская скв. 102, артинский ярус, интервал глубины 2232—2235,8 м. Шлиф, ув. 18, ник. II.

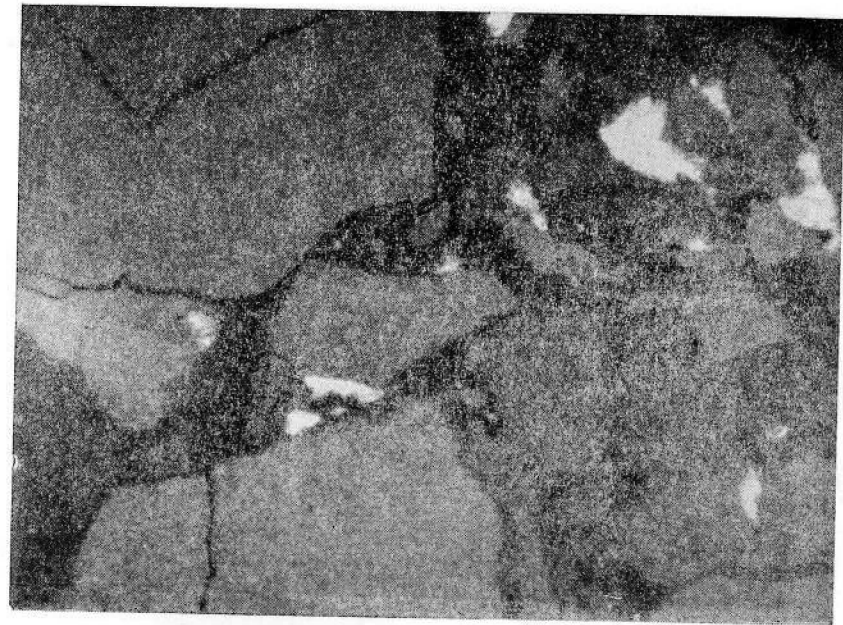


Рис. 2. Доломитовый гравеллит. Окский надгоризонт, Бобринская скв. 64. Шлиф, ув. 15, ник. II.

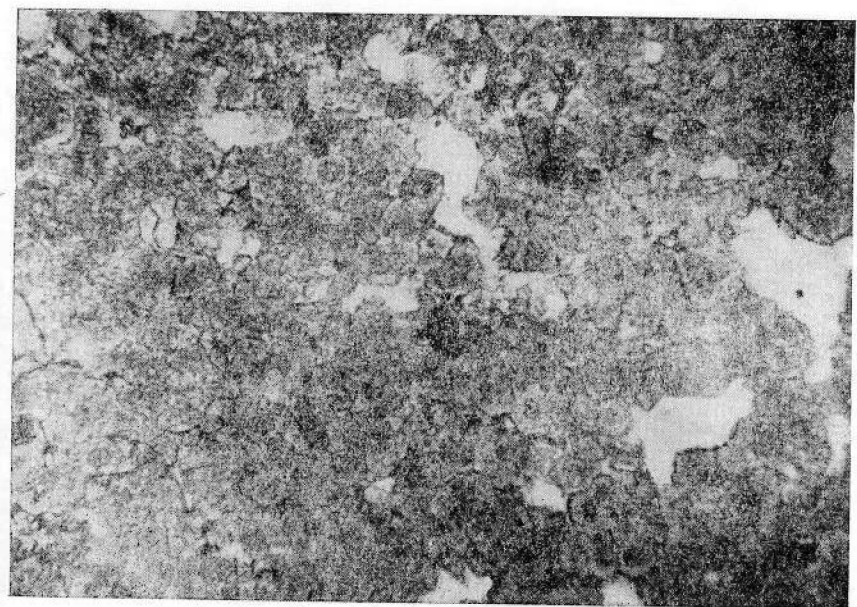


Рис. 1. Доломит тонкокристаллический с зернами округлоромбовидной формы, с пеллигоморфным вкрапом, пористый. Окский надгоризонт, Бобринская скв. 70. Шлиф, ув. 35, ник. II.

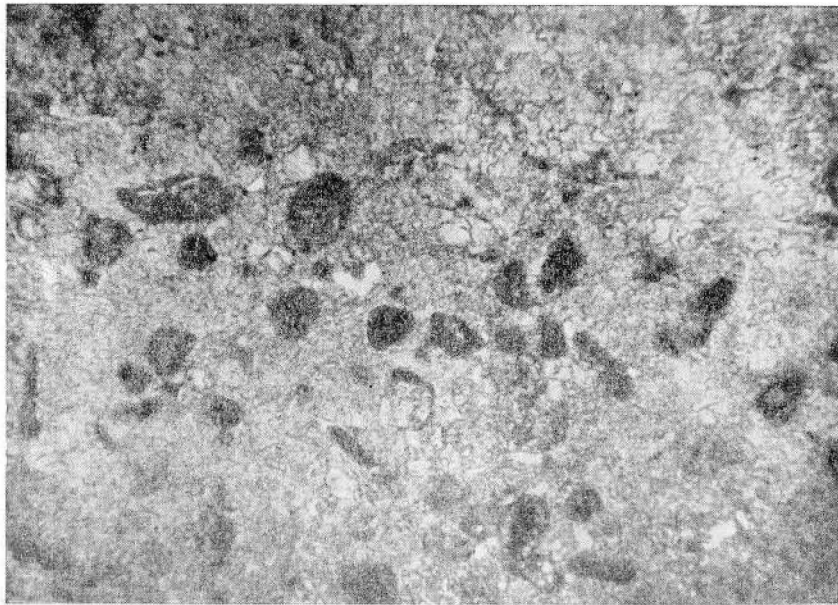


Рис. 3. Доломит со слюсистой структурой (копрогенного происхождения). Башкирский ярус. Бобровская св. 70. Шлиф, ув. 35, ник. II.

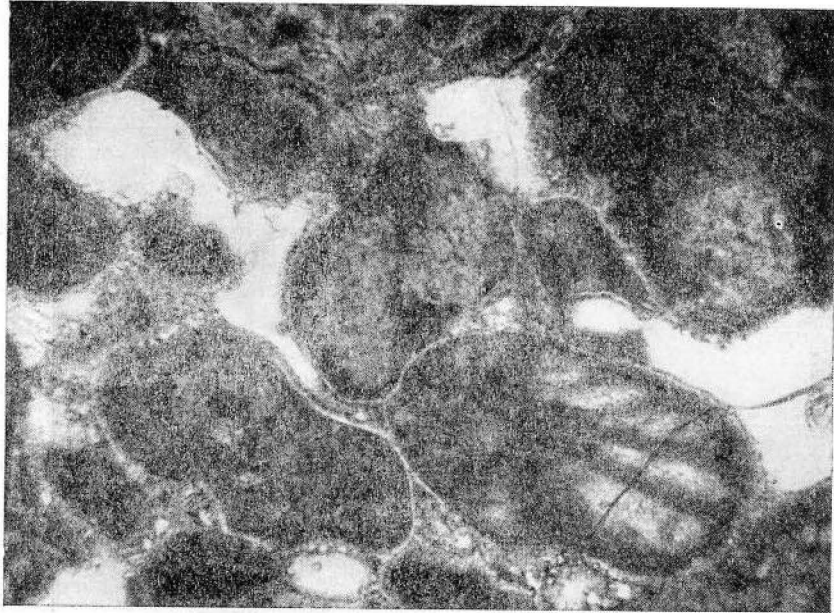


Рис. 4. Известняк органогенно-обломочный, пористый, с кристаллическим цементом. Каширский горизонт, Бобровская св. 70. Шлиф, ув. 35, ник. II.

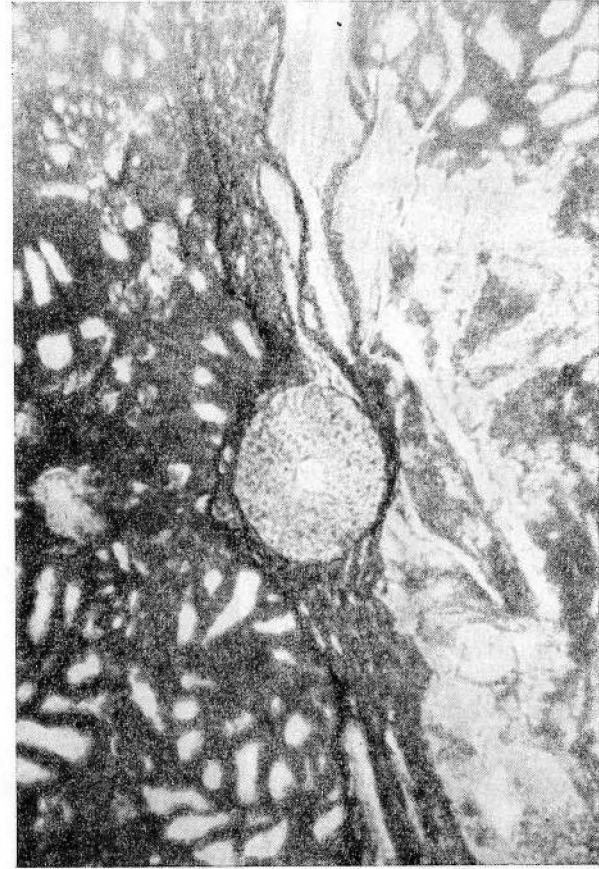


Рис. 5. Битумные микротрещины субгоризонтального направления в водорослево-криноидно-фораминиферовом известняке. Подольский горизонт. Бобровская св. 63. Шлиф, ув. 35, ник. II.

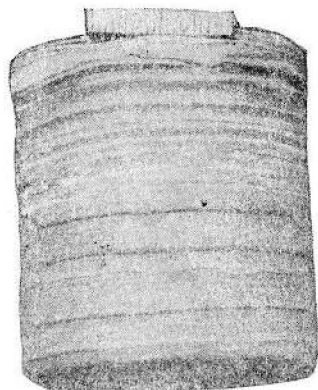


Рис. 1. Мелкая горизонтальная слоистость. Радаевский горизонт, Воронцовская скв. 151.

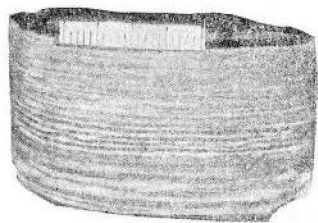


Рис. 2. Мелкая неправильная горизонтальная слоистость в алевритах. Бобриковский горизонт, Пономаревская скв. 182.

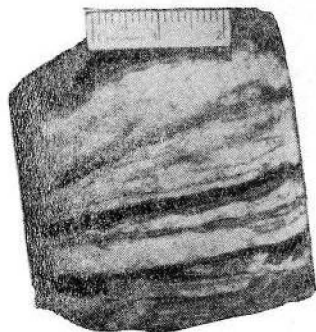


Рис. 3. Пологоволнистая слоистость, переходящая в неправильную горизонтальную. Елховский горизонт, Погромненская, скв. 22



Рис. 4. Пологоволнистая слоистость со следами взмучивания и втекания. Радаевский горизонт, Гремячевская скв. 51.

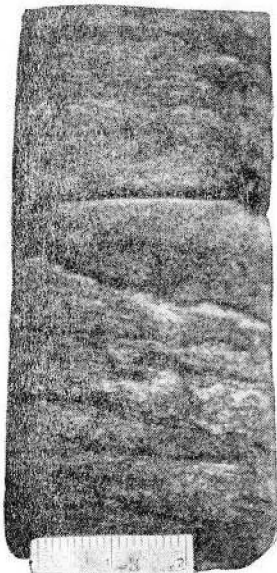


Рис. 5. Неотчетливая пологоволнистая слоистость с нечеткими границами слоев. Бобриковский горизонт, Петро-Херсонская скв. 350.



Рис. 6. Пологоволнистая слоистость с прихотливым очертанием границ слоев. Бобриковский горизонт, Самодуровская скв. 167.

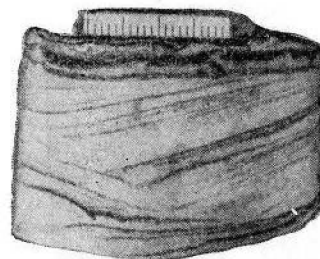


Рис. 7. Мелкая косая, перекрестная слоистость, прерывистая в мелкозернистом отсортированном песчанике, Радаевский горизонт, Журавлевская скв. 100.

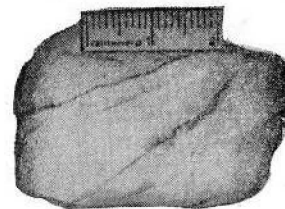


Рис. 8. Косая односторонняя слоистость в мелкозернистом песчанике. Радаевский горизонт, Гремячевская скв. 57.



Рис. 9. Текстура, нарушенная ледяными. Бобриковский горизонт, Южно-Султангуловская скв. 79.



Рис. 11. Крупные хондромы в глинистом мелкозернистом песчаном и глинистом алевритовом, Сорочинский профиль, скв. 539.



Рис. 12. Конус выростов червяника. Елховский горизонт, Новобелгородская скв. 400.

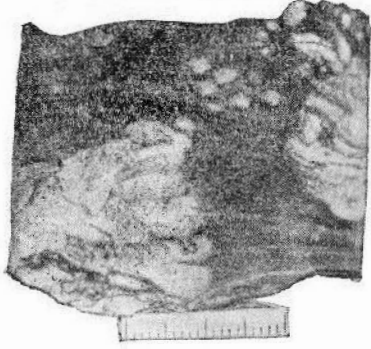


Рис. 10. Микростроение в крупнозернистом алевритовом, Айдаркинская скв. 75. Шлиф, ув. 8.

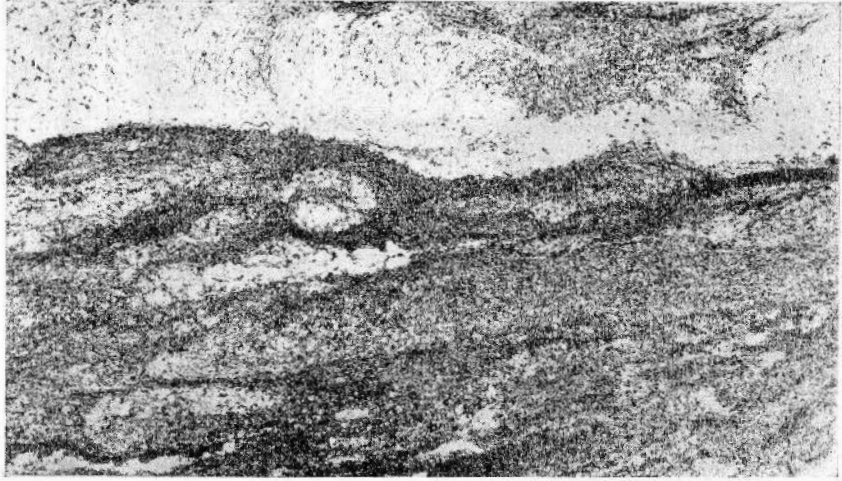


Рис. 15. Нарушение слоистости в результате раздробления и оползания слабулы. Елховский горизонт, Садкинская скв. 33.



Рис. 13. Сгустки пескожелеза в слоистом алевритовом, Бобринский горизонт, Покровская скв. 119.



Рис. 16. Мелчайшие сбросы, образовавшиеся в результате деформации уплотненного осадка. Радаевский горизонт, Ремачевская скв. 57.

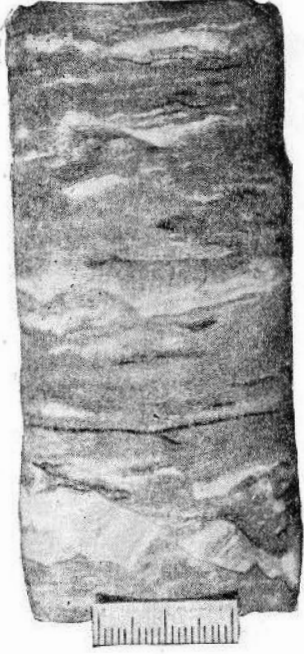


Рис. 14. Мелкие тексты, замучивания. Радаевский горизонт, Журавлевская скв. 100.





Рис. 17. Неправильная волнистая слоистость со следами пластической деформации осадка. Елховский горизонт, Журавлевка-Степановка, скв. 446.



Рис. 18. Крупнозернистый алевролит с корневой системой. Бобриковский горизонт, Журавлевка-Степановка, скв. 445



Рис. 19. Комковатая текстура крупнозернистого алевролита, созданная корнями растений. Подпочва угольного пласта. Бобриковский горизонт, Самодуровская скв. 153.



Рис. 1. Мигматит биотит-гранат-силлиманит-кордиеритового гнейса (темное) и плагиогранита (светлое). Могутовская скв. 103 интервал глубины 3351,9—3357,3 м. Кери в натуральную величину.

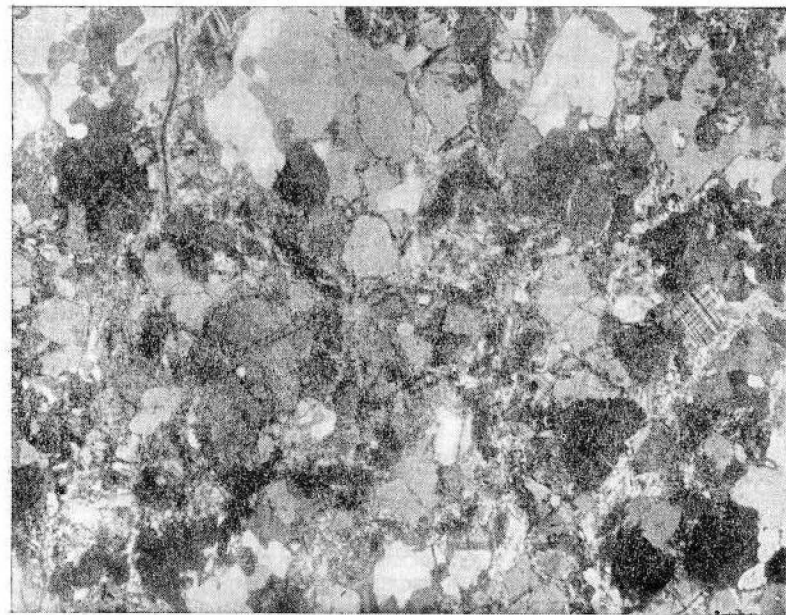


Рис. 2. Метапесчаник (метаморфизованная древесина плагиогранита). Ново-Сергиевская скв. 1. Интервал глубины 4424,0—4427,0 м. Ув. 20, ник. +.

Геологоразведочные работы на нефть и газ в Оренбургской области. ШПИЛЬМАН И. А. О доразведке Большекинельской зоны поднятий в пределах Оренбургской области. КУЛИКОВ К. Д., КУЛАКОВ А. И., ЖУКОВ И. М. Некоторые особенности геологического строения северной части Оренбургской области в связи с нефтегазоносностью. СВИЩЕВ М. Ф. О доразведке Ромадановской структуры восточного борта Предуральского прогиба. БАКИРОВА Р. Н. Схематическая структурная карта Оренбургской области по кровле бобриковского горизонта. ДИАНОВ А. Н., ЕДРЕНКИН С. С. К оценке перспектив нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Оренбургского Приуралья. ДИАНОВ А. Н., ЕДРЕНКИН С. С., ЧАРЫГИН М. М. Геологическое строение рифовой полосы Оренбургского Приуралья. ДИАНОВ А. Н., ЕДРЕНКИН С. С., КОРОЛЕВ Н. Д. Фациальная приуроченность остракод башкирского яруса на примере Родинской площади Оренбургской области. СТЕПИНА Н. Г., ЕДРЕНКИН С. С., ЧАРЫГИН М. М. Нефтеносность карбонатных коллекторов северо-восточной части Оренбургской области. ТАГАНГАЕВ Ф. М. «Геология и нефтегазоносность палеозоя Оренбургской области и прилегающих районов». Труды МИНХ и ГП, вып. 76, 1967 г.

Рассматриваются вопросы современного тектонического строения платформенной части Оренбургской области и даны направления геологических исследований на нефть и газ. Среди участков, расположенных к северу от Большекинельского вала, наиболее перспективны в отношении нефтеносности зоны поднятий, связанные с внешними и внутренними разломами кристаллического фундамента (Саврушенская зона, Исайкинская и др.).

Дан анализ современной морфологии структур восточной части Большекинельского вала, их нефтеносности. Основные скопления нефти приурочены к девонским отложениям структур, прилегающих к крутому южному крылу вала. Южнее Измайловской и Ефремо-Зыковской структур могут быть выявлены четкие структуры в девоне, являющиеся продолжением Большекинельского вала.

Рассматриваются современный структурный план кровли бобриковского горизонта платформенной части Оренбургской области и перспективность карбонатных коллекторов палеозойских отложений восточной части Большекинельского вала.

Значительное внимание уделено изучению современного тектонического строения Оренбургской части Предуральского прогиба. Произведена привязка некоторых региональных сейсмических профилей, пересекающих прогиб и его западный борт к разрезам глубоких скважин и данным геологической съемки. Отмечаются перспективы нефтегазоносности рифовой полосы центральных и восточных районов южной части Предуральского прогиба. Рассмотрена морфология остракод мелководного и относительно глубоководного морского бассейна башкирского века на примере Родинской площади Самаркинской дислокации.

Таблиц 4, иллюстраций 10, библиография 18 наименований.

Об интерпретации данных фотометрии осадочных пород на примере турнейских отложений Оренбургской области. КУЗНЕЦОВ В. Г. «Геология и нефтегазоносность палеозоя Оренбургской области и прилегающих районов». Труды МИНХ и ГП, вып. 76, 1967 г.

Инструментальное изучение цвета осадочных пород и числовое его выражение позволяют строить карты цвета в изолиниях. Эти карты отражают фациальные условия накопления осадков. По данным 340 анализов рассмотрены содержания черной компоненты пород, которая тесным образом связана с содержанием органического вещества и в меньшей степени нерастворимого остатка. Построены гистограммы распределения по всем изученным образцам, разным фациям, разным стратиграфическим подразделениям, типам пород. Анализ гистограмм позволяет найти естественные цветовые границы в изучаемых породах и

выделить по интенсивности окраски пять основных групп; каждая группа имеет определенное модальное значение. Установлена генетическая природа каждой группы. Соотношение основных групп пород в разрезе и по площади определяет цвет и характер гистограмм пород отдельных фаций. Построение гистограмм не только дает удобную форму графического изображения аналитических данных, но позволяет получить дополнительную информацию для фациального анализа.

Таблица 1, иллюстраций 5, библиография 9 наименований.

Литологические особенности отложений бобриковского горизонта Оренбургской области. НИКИТИНА Р. Г., ЕДРЕНКИН С. С. Литологические особенности карбонатных пород нижней перми Предуральского краевого прогиба. ЯРОШЕНКО А. В. Текстурные особенности пород терригенной толщи нижнего карбона Оренбургской области. НИКИТИНА Р. Г. К петрографии кристаллического фундамента Оренбургской области. БОГДАНОВА С. В., ЛАПИНСКАЯ Т. А. Выделение коллекторов в палеозойских отложениях Оренбургской области методами промысловой геофизики и усовершенствование методики геофизических исследований. ВАРЕНИЧЕВА Н. И., МЕЛЬНИКОВА Н. А. Перспективы нефтеносности отложений окского надгоризонта в пределах Оренбургской области. МЕЛЕХОВА А. Т., ШУТОВ Г. Я. Классификация микротрещин и влияние микро- и макротрещин на коллекторскую емкость пород палеозойских отложений Оренбургской области. МЕЛЬНИКОВА Н. А., МЯСНИКОВА Г. П. К литологии карбонатных отложений нижнего и среднего карбона Бобровской площади Оренбургской области. ПОЛТЫКИНА М. А. Геофизическая характеристика пашийских отложений девона Оренбургской области. МЕЛЬНИКОВА Н. А., ВАРЕНИЧЕВА Н. И. «Геология и нефтегазоносность палеозоя Оренбургской области и прилегающих районов». Труды МИНХ и ГП, вып. 76, 1967 г.

Рассмотрены литолого-петрографические особенности пород кристаллического фундамента, терригенных и карбонатных отложений нижнего и среднего карбона Оренбургской области.

Сделаны выводы о генезисе и возрасте пород кристаллического фундамента, а также о тектонической нарушенности фундамента области.

На основании текстурных, структурных и других особенностей терригенных пород нижнего карбона, их положения в разрезе приводятся соображения об условиях формирования этих отложений. Рассмотрены вопросы выделения различных типов коллекторов в разрезе карбонатных отложений палеозоя на основании литологии, гидрогеологии и промысловой геофизики. Наилучшую информацию о коллекторах дают материалы повторных замеров БКЗ при различной минерализации растворов в комплексе с данными радиометрии.

Для рифогенных отложений нижней перми в пределах Оренбургского Приуралья выделены и охарактеризованы фациальные зоны, а именно — зоны рифа, рифового шлейфа, межрифовых депрессий и глубоководных участков морского дна.

В пределах области изучены перспективы нефтеносности окского надгоризонта, выделены пласты-коллекторы и прослежено их распространение и нефтенасыщенности. Проведено литологическое изучение керна и выделены зоны трещиноватости в отложениях нижнего и среднего карбона на Бобровской площади.

Таблиц нет, иллюстраций 60, библиография 31 наименование.

К проблеме формирования крупных соляных массивов в Прикаспийской впадине. ШАФРАНОВ А. П., КАЛАМКАРОВ Л. В. Основные черты сходства и различия геологического строения и нефтегазоносности солянокупольных областей Северного Прикаспия и Галф-Кост. КАЛАМКАРОВ Л. В. Результаты опытно-методических исследований с целью повышения эффективности разведки полных платформенных структур в Южно-Оренбургском районе. ТУМИЛОВИЧ Н. И., ГОЛЬБЕЦ М. Н., РАЗУМОВА Е. М. МАРТОВСКИЙ Г. В.

**О применении математических методов для изучения геологического строения крупных нефтегазоносных провинций.** АРАБАДЖИ М. С., КАЛАМКАРОВ Л. В. «Геология и нефтегазоносность палеозоя Оренбургской области и прилегающих районов». Труды МИНХ и ГП, вып. 76, 1967 г.

В статьях рассматривается геологическое строение областей развития соляной тектоники, а также вопросы применения математических методов для изучения структурных особенностей крупных нефтегазоносных провинций и опытно-методических сейсмических исследований с целью повышения эффективности разведки пологих платформенных структур в пределах юго-востока Русской платформы.

Авторы склонны считать, что соляные массивы образовались в результате сложного процесса пластического перераспределения подвижных компонентов соленосных толщ, а собственно соляные купола в пределах соляных массивов являются осложнениями более крупных скоплений соляных масс и по времени формирования представляют собой вторичные образования, структуры более поздней генерации.

На основании обобщения фондовых и литературных данных, полевых геолого-геофизических исследований рассмотрены основные черты сходства и различия геологического строения и нефтегазоносности солянокупольных областей Северного Прикаспия и Галф-Кост. Сходство регионов проявляется в отдельных чертах геологического строения и в некоторых общих особенностях нефтегазоносности, а существенные различия — в мощностях стратиграфических отделов, строении и форме соляных структур и др. Огромная мощность стратиграфических отделов и последующее геологическое развитие благоприятствовали образованию и сохранению значительных скоплений углеводородов в районе Галф-Кост, тогда как в Прикаспийской впадине эти геологические условия были несравненно менее благоприятными.

Результаты опытно-методических сейсмических исследований, проведенных в Южно-Оренбургском районе с целью разработки методических приемов уверенного прослеживания отражающих горизонтов в отложениях карбона и девона, показали, что наиболее эффективное решение геологических задач в значительной степени зависит от комплексирования различных сейсмических методов разведки при исследовании пологих платформенных структур. В процессе постановки опытных работ использовано разночастотное профилирование МОВ и МРНП с применением различных схем группирования сейсмоприемников на малых и больших (СПФ) базах.

Для изучения структурных особенностей перспективных стратиграфических комплексов осадочного чехла предлагается использовать статистические связи между единичными фактическими данными (результаты бурения единичных скважин, региональные сейсмические профили) и характером аномального гравитационного поля. Изучение корреляционных связей между характером гравитационного поля и структурой осадочного чехла и фундамента свидетельствует о высокой эффективности предлагаемых мер для изучения геологического строения малоисследованных нефтегазоносных провинций.

Таблиц нет, иллюстраций 4, библиография 28 наименований.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
И. А. Шпильман. Геологоразведочные работы на нефть и газ в Оренбургской области . . . . .	4
М. Ф. Свищев. Некоторые особенности геологического строения северной части Оренбургской области в связи с нефтегазоносностью . . . . .	11
А. Н. Дианов, С. С. Едренкин, Н. Д. Королев. Геологическое строение рифовой полосы Оренбургского Приуралья . . . . .	19
А. Н. Дианов, С. С. Едренкин, М. М. Чарыгин. К оценке перспектив нефтегазоносности верхнепалеозойских отложений Оренбургского Приуралья . . . . .	24
А. Н. Дианов, С. С. Едренкин. Схематическая структурная карта Оренбургской области по кровле бобриковского горизонта . . . . .	33
А. Т. Мелехова, Г. Я. Шутов. Перспективы нефтеносности отложений окского надгоризонта в пределах Оренбургской области . . . . .	38
Л. В. Каламкаров. Основные черты сходства и различия геологического строения и нефтегазоносности солянокупольных областей северного Прикаспия и Галф-Кост . . . . .	44
Н. Г. Степина, С. С. Едренкин, М. М. Чарыгин. Фациальная приуроченность остракод башкирского яруса на примере Родинской площади Оренбургской области . . . . .	52
Р. Н. Бакирова. О доразведке Ромадановской структуры восточного борта Предуральяского прогиба . . . . .	54
В. Г. Кузнецов. Об интерпретации данных фотометрии осадочных пород на примере турнейских отложений Оренбургской области . . . . .	59
М. С. Арабаджи, Л. В. Каламкаров. О применении математических методов для изучения геологического строения крупных нефтегазоносных провинций . . . . .	72
К. Д. Куликов, А. И. Кулаков, И. М. Жукков. О доразведке Большекингельской зоны поднятий в пределах Оренбургской области . . . . .	76
Н. И. Тумилович, М. Н. Гольбец, Е. М. Разумова, Г. В. Мартовский. Результаты опытно-методических сейсмических исследований с целью повышения эффективности разведки пологих платформенных структур в Южно-Оренбургском районе . . . . .	84
Ф. М. Тагангаев. Нефтеносность карбонатных коллекторов северо-восточной части Оренбургской области . . . . .	90
Р. Г. Никитина, С. С. Едренкин. Литологические особенности отложений бобриковского горизонта Оренбургской области . . . . .	97
Н. А. Мельникова, Г. П. Мясникова. Классификация микро-трещин и влияние микро- и макротрещин на коллекторскую емкость пород палеозойских отложений Оренбургской области . . . . .	106
Н. И. Вареничева, Н. А. Мельникова. Выделение коллекторов в палеозойских отложениях Оренбургской области методами промыс-	

ловой геофизики и усовершенствование методики геофизических исследований . . . . .	113
Н. А. Мельникова, Н. И. Вареничева. Геофизическая характеристика пашийских отложений девона Оренбургской области . . . . .	119
А. В. Ярошенко. Литологические особенности карбонатных пород нижней перми Предуральяского краевого прогиба . . . . .	125
М. А. Политыкина. К литологии карбонатных отложений нижнего и среднего карбона Бобровской площади Оренбургской области . . . . .	132
Р. Г. Никитина. Текстурные особенности пород терригенной толщи нижнего карбона Оренбургской области . . . . .	139
С. В. Богданова, Т. А. Лапинская. К петрографии кристаллического фундамента Оренбургской области . . . . .	147
А. П. Шафранов, Л. В. Каламкаров. К проблеме формирования крупных соляных массивов в Прикаспийской впадине . . . . .	156

ТРУДЫ МИНХ и ГП,  
ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПАЛЕОЗОЯ ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ  
И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Редактор издательства *Т. В. Черкасова*

Технический редактор *В. Л. Прозоровская*

Корректор *Т. В. Чирикова*

Сдано в набор 28/VII—1967 г.	Подписано к печати 15/I—1968 г.
Формат бумаги 60 X 90 <sup>1</sup> / <sub>16</sub> .	Бумага № 1. Т-03206
Заказ № 541/10023—7	Тираж 1000 экз.
	Цена 1 р. 00 к.
	Индекс 3—4—1

Издательство «НЕДРА» Москва, К-12, Третьяковский пр., 1/19

Типография ЦИТИ Госкомзага, Москва, Мукомольный проезд, д. 8