

**ПРОГНОЗ ПОИСКОВ
НЕФТИ И ГАЗА
НА ЮГЕ УССР
И НА ПРИЛЕГАЮЩИХ
АКВАТОРИЯХ**

ПРОГНОЗ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА НА ЮГЕ УССР И НА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЯХ

*Под редакцией
чл.-кор. АН УССР, проф. В.В. Глушко
и проф. С.П. Максимова*



МОСКВА "НЕДРА" 1981

Прогноз поисков нефти и газа на юге СССР и на прилегающих акваториях. Под редакцией чл.-кор. АН УССР, проф. В.В. Глушко и проф. С.П. Максимова. М.: Недра, 1981. 240 с. (УкрНИГРИ. Труды. Вып. XXX).

В работе рассматриваются геологическое строение и нефтегазоносность юга СССР и прилегающих районов акваторий Черного и Азовского морей. Значительное место отведено анализу литофаций и мощностей отложений осадочного чехла, выяснению особенностей строения и истории развития основных структурных элементов, закономерностей размещения локальных поднятий и неантиклинальных ловушек. Большое внимание уделено изучению геолого-геохимических условий нефтегазообразования, гидрохимии и гидродинамики основных водоносных комплексов, распределению нефти и газа по площади и разрезу и выяснению характера изменения коллекторских и экранирующих свойств перспективных толщ. Освещены некоторые вопросы миграции и аккумуляции углеводородов.

В результате обобщения и комплексного анализа материалов даны уточненный вариант районирования области по степени перспективности на нефть и газ и направление геологоразведочных работ.

Книга рассчитана на научных работников и геологов производственных организаций, занимающихся изучением геологического строения и нефтегазоносности юга СССР, прилегающих районов акваторий Черного и Азовского морей.

Табл. 10, ил. 36, список лит. 73 назв.

Подготовлено А.Т. Богайцом, Б.И. Денегой, А.Е. Каменецким и др.

Успешное ведение поисково-разведочных работ в любой нефтегазоносной области и тем более в такой слабо изученной, как Южно-Украинская, требует создания научно обоснованных прогнозов размещения залежей нефти и газа. В свою очередь, правильный прогноз немыслим без комплексного изучения ряда важных вопросов, тесно связанных с выяснением особенностей размещения скоплений углеводородов по площади и разрезу. К их числу относятся характер изменения мощностей, литофаций, коллекторских и экранирующих свойств перспективных толщ пород; соотношение их структурных планов; закономерности распространения ловушек разных типов; условия нефтегазообразования и нефтегазонакопления и др.

Этим актуальным и во многом дискуссионным вопросам посвящена настоящая работа, подытоживающая многолетние исследования коллективов сотрудников УкрНИГРИ, ВНИГНИ и объединения Крымморгеология. Авторы стремились дать достаточную подробную и обоснованную характеристику геологического строения и нефтегазоносности региона, широко используя при этом новые данные и представления. Отдельные разделы книги неравноценны по объему, более глубоко разработаны те вопросы, по которым имелось больше фактического материала.

Настоящая работа не лишена недостатков, обусловленных, с одной стороны, освещением широкого круга вопросов большой группой авторов, а с другой — стремлением редакторов максимально сохранить авторскую трактовку материала. Тем не менее она дает достаточное представление о геологическом строении и нефтегазоносности региона. Большое внимание уделено в ней районированию юга СССР и прилегающих акваторий по степени перспективности на нефть и газ и обоснованию направления геолого-геофизических работ на последующие годы. Это позволяет надеяться, что книга вызовет интерес у геологов, занимающихся изучением юга СССР, и принесет пользу при проведении дальнейших поисково-разведочных работ и научных исследований в рассматриваемом регионе.

Выпущено по заказу УкрНИГРИ

На юге Днестровско-Прутского междуречья осадочный чехол развит в стратиграфически неравномерном объеме и в домезозойской части изучен слабо. Он состоит из отложений верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, общая мощность его до 7 — 9 км. В северных районах чехол целиком пройден скважинами вблизи сел Ферапонтьевка (скв. 19) и Яргара (скв. 110), где кристаллический фундамент вскрыт соответственно на глубинах 2 110 и 2 156 м. В южном направлении фундамент погружается и достигнут бурением лишь на приподнятых участках — в скв. 3 Ореховская на глубине 2 819 м и в скв. 4 Суворовская на глубине 3 332 м.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Наиболее древними отложениями чехла являются терригенные образования валдайской серии вендского комплекса, относимые к верхнему протерозою условно. В северной части они вскрыты скв. 110, 111 Яргара, скв. 19 Ферапонтьевская, скв. 20 Валя-Пержей и др., а в южной — скв. 3 Ореховская, скв. 4 Суворовская и скв. 1 Лиманская. На кристаллическом основании они залегают слоями различной мощности и трансгрессивно перекрываются отложениями перми, юры, а на северо-западе — местами кембрия (рис. 1).

В составе валдайской серии в Западном Причерноморье выделяются ярышевская, каушанская и катлабукская свиты, отвечающие ярышевской, нагорянской и каниловской свитам позднего докембрия Среднего Приднестровья. Выполненные П.Д. Букатчуком (1974 г.) расчленения и сопоставления разрезов служат основой дальнейших корреляций, однако стратификация нижней части отложений (рис. 1) в ряде скважин имеет предварительный характер и породы условно объединяются в пачки по литологическим признакам.

Ярышевская свита охватывает базальные слои (косоуцкие и лядавские), которые П.Д. Букатчук в основании разрезов скв. 110 и 19 (нижняя часть пачки Iб) характеризует как светло-серые кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями блекло-пестрых аргиллитов; над ними, по мнению этого геолога, с перерывом залегают джуржевские слои вышележащей каушанской свиты (верхняя часть пачки Iб). Возможно, это действительно так, и аналогичную трактовку следует применять и для пачки Iб в скв. 3 Ореховская, однако интервалы отбора керн из рассматриваемой песчаной части разрезов скв. 110 и 19 единичны и приурочены лишь к верхней половине, поэтому любая стратификация условна и предварительна. Нам кажется также возможным отнесение всей пачки Iб к упомя-

нутым джуржевским слоям. Ярышевская свита в этой области представлена только верхними горизонтами. Верхняя часть ярышевской свиты, сложенная пестроокрашенными вулканогенно-осадочными и терригенными образованиями, обогащенными пирокластическим материалом кислого состава, установлена только в Суворовской скважине, в разрезе которой петрографическим изучением пород валдайской серии занимались В.И. Няга и Г.П. Ворона. В основании здесь преобладают песчаники (котлубаевские слои), в большей средней части — туфоаргиллиты своеобразной белесо-зеленоватой и фиолетовой окрасок (броницкие слои), а верхние (зиньковские) слои представлены в основном карбонатизированными алевролитистыми аргиллитами и туфоаргиллитами зеленовато- и темно-серого цвета. В интервале 3 079 — 3 228 м Е.А. Асеевой установлены ламинаритовые пленки, *Gloeocapsomorpha* и микрофоссилии *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr. Известная мощность ярышевской свиты достигает, по-видимому, нескольких сотен метров. О положении верхней границы свиты в разрезе Суворовской скважины уверенно судить трудно.

П.Д. Букатчук [5] и другие исследователи рассматриваемые отложения в Молдавии выделяют в могилевско-подольскую серию и относят к нижнему венду, а с валдайской серией сопоставляют всю вышележащую часть разреза и именуют ее авдарминской серией.

Каушанская свита развита значительно шире ярышевской. Она сложена темно-серыми хлорито-гидрослюдистыми аргиллитами с прослоями алевролитов (калюские слои, пачка II) и сероцветными полимиктовыми песчаниками в основании (джуржевские слои, пачка Iб). Аргиллиты обогащены пиритом и черным углистым органическим веществом (как и калюские слои на Днестре, где они по своим свойствам близки к горючим сланцам). В районах Яргары и Ореховки в каушанской свите М.Б. Гниловской установлены отпечатки водорослей *Vendotaenia antiqua* Gnilov. и тонкие ходы илоедов, а Е.А. Асеевой выявлены микрофоссилии *Leiopsophosphaera minor* Schep., *L. peludica* Schep., *L. gigantea* Schep., *Asperatopsophosphaera partialis* Schep., *As. bavensis* Schep., *Orygmatosphaeridium rubiginosum* Andr. и трихомы синезеленых водорослей *Oscillatorites wernadskii* Schep. Мощность свиты достигает 378 м.

Салкуцкие и лунгуцкие слои, выделяющиеся в южных районах междуречья Прут—Днестр П.Д. Букатчуком [5], нами не распознаются.

Катлабукская свита, состоящая из соколецких, ферапонтьевских и местами вишневских слоев, встречается, очевидно, повсеместно (пачки соответственно IIIа, IIIб и IV). Она представлена аргиллитами, алевролитами и песчаниками преимущественно зеленовато-серой, а в верхних слоях и красноцветной окрасок.

Соколецкие слои сложены тонкодисперсными аргиллитами, кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, в основном ритмично чередующимися между собой, однако с преобладанием глинистых разностей пород в юго-восточных районах междуречья Прут — Днестр и песчаник — в северо-западных. Выше в ферапонтьевских слоях наблюдается характерное "тонкофлюидное" переслаивание таких же

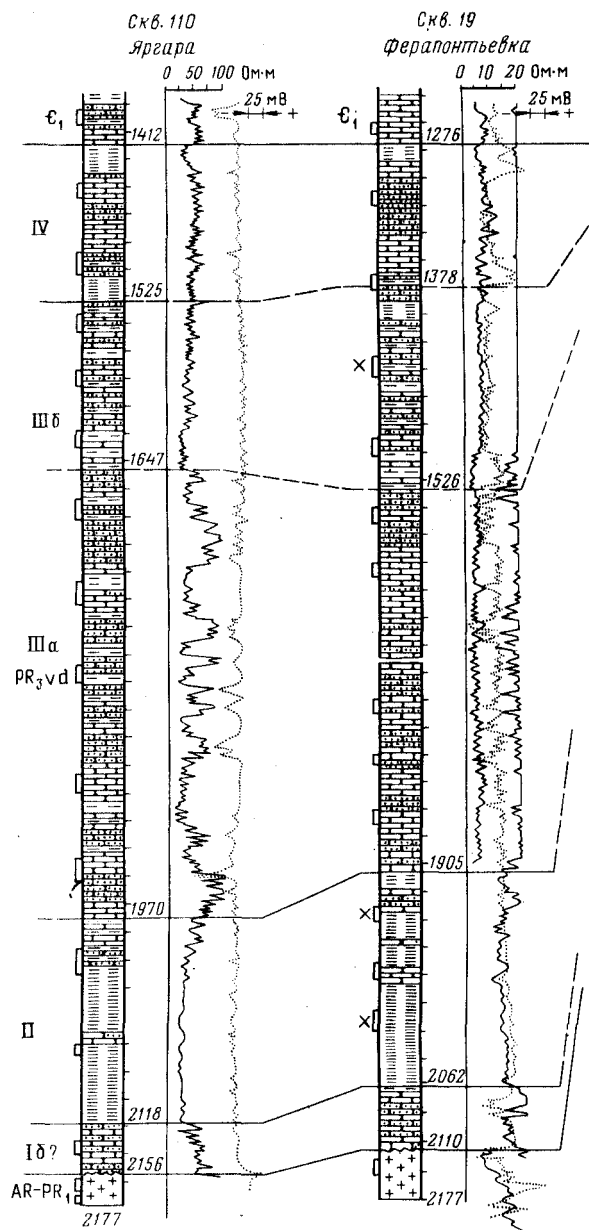


Рис. 1

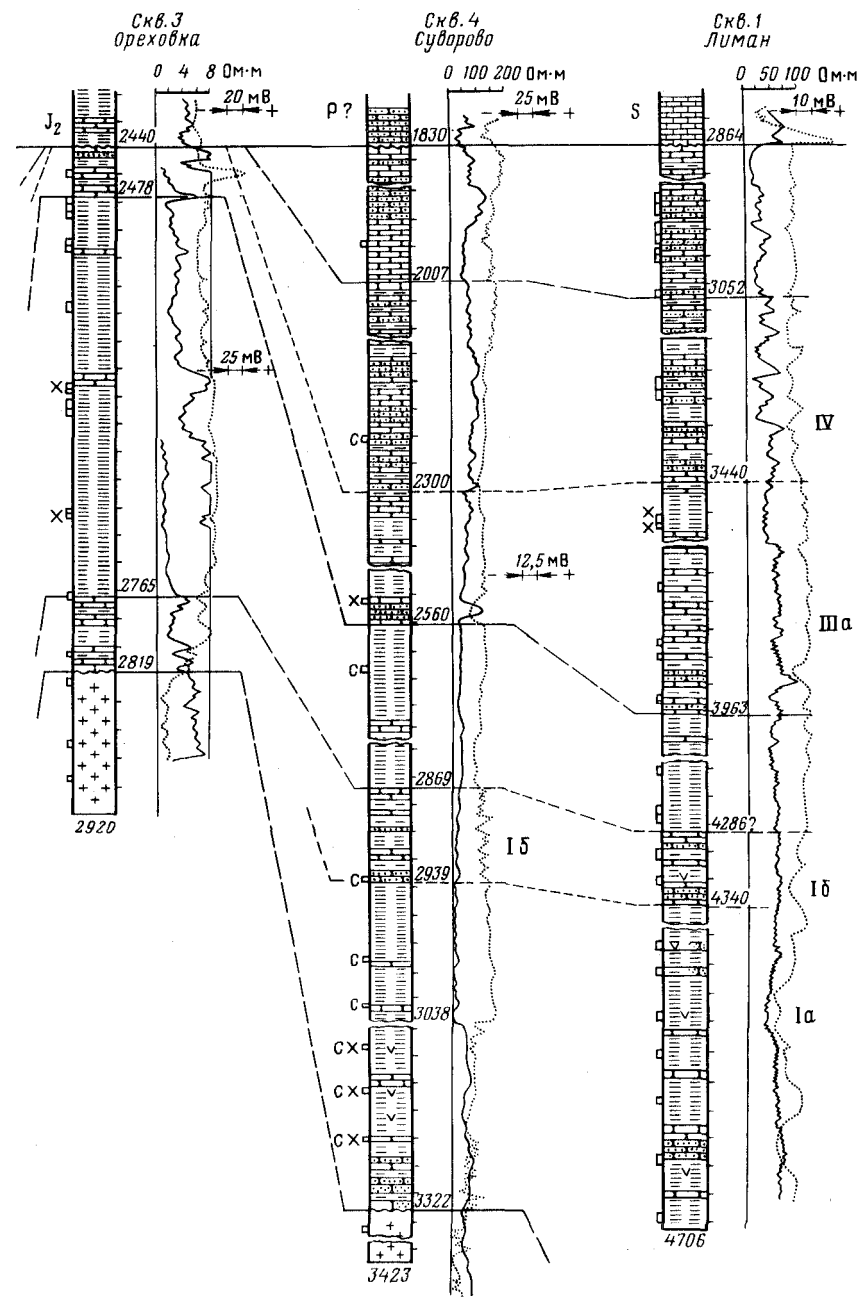


Рис. 1

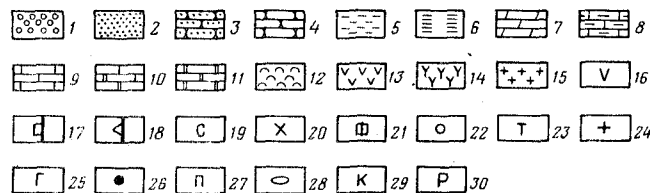


Рис. 1. Схема корреляции верхнепротерозойских отложений юга междуречья Прут — Днестр. Составили А.Т. Богаец, К.Я. Гуревич, Б.М. Полухтович, Г.М. Помяновская, Э.И. Сафаров

1 — конгломерато-брекчии; 2 — пески; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — аргиллиты; 7 — мергели; 8 — глинистые известняки; 9 — известняки; 10 — доломитизированные известняки; 11 — доломиты; 12 — ангидриты и гипсы; 13 — туфы; 14 — эффузивные породы; 15 — породы кристаллического фундамента; 16 — туфогенный материал; 17 — интервалы отбора керна; 18 — положение керна, отобранного по соседним скважинам; 19 — споры, пыльца и акритархи; 20 — водоросли; 21 — фораминиферы; 22 — остракоды; 23 — тентакулиты; 24 — конодонты; 25 — граптолиты; 26 — брахиоподы; 27 — пелециподы; 28 — филлоподы; 29 — кораллы; 30 — отпечатки растений.

I — IV — литологические пакчи

аргиллитов и алевролитов с прослойками и линзочками кварцевых песчанников. Волнисто-неровные плоскости напластования обычно покрыты буроватыми налетами органического вещества и пленками ляминаритов. В разрезе Суворовской скважины Е.А. Асеевой на глубине 2264 — 2260 м отмечены скопления органических остатков (*Gloeocapsomorpha*?), а в интервале 2110 — 2116 м — пленки ляминаритов и единичные акритархи *Symplassosphaeridium*. В Лиманской скважине в интервале 3253 — 3380 м В.Б. Богомягковой установлены обильные остатки бурых водорослей *Vendotaenia* и *Tirasotaenia*, акритархи *Leiosphaeridia minor* Naum., *L. sp.*, *Asperatopsophosphaera partialis* Schep., *Asp. sp.* и обрывки синезеленых водорослей *Oscillatorites wernadskii* Schep. В целом комплекс вышеперечисленных ископаемых остатков характерен для отложений каниловской свиты Волыно-Подолья.

Вишневские слои представлены серо- и красноцветными полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. В Лиманской скважине в интервале 2974 — 3051 м В.Б. Богомягковой обнаружены бурые водоросли и акритархи *Leiosphaeridia*, один вид *L.* — тип *A. Volk.*, *Asperatopsophosphaera* и др., встречающиеся в каниловской свите Волыно-Подолья. По существу эти формы дают возможность обосновать возраст вишневских слоев.

Флишоидный характер и зеленоватая окраска отложений большей нижней части катлабукской свиты и ее аналогов (каниловская свита) позволяют легко распознавать их на обширной территории западной и юго-западной окраин Восточно-Европейской платформы. В пределах междуречья Прут—Днестр мощность их увеличивается в южном направлении от 558 м у Яргара до 730 м в районе Суворово, а в Лиманской скважине она достигает 1100 м (при крутых углах падения слоев, изменяющихся сверху вниз по разрезу от 80 — 90 до 40 — 45°). Возрастает также мощ-

ность валдайской серии в целом, превышая в указанных южных районах междуречья 1500 м.

Суворовская свита, выделенная П.Д. Букатчуком и др. в разрезе одноименной скважины (интервал 1288 — 1830 м), палеонтологически не охарактеризована и возраст ее трактуется по-разному. Нами эти отложения с большой условностью рассматриваются в составе пермской системы.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

КЕМБРИЙСКАЯ, ОРДОВИКСКАЯ И СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения установлены только на северо-западе в разрезах скв. 110, 111 Яргара, а условно выделяются в скв. 19 Ферапонтьевская и скв. 20 Валя-Пержей. Они подразделяются на тигечскую и филлипенскую свиты [6] (рис. 2).

Тигечская свита в нижней части (30 м) сложена сероцветными полевошпатово-кварцевыми песчаниками с примесью глауконита, с прослоями гравелитов и мелкогалечного конгломерата в основании; выше она сменяется переслаивающимися зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с преобладанием первых в нижних слоях и вторых — в верхних.

Е.Ф. Трандафиловой в этих породах установлены нижнекембрийские кольчатые черви *Sabellidites cambriensis* Jan.; Е.А. Асеевой определены микрофоссилии: *Leiopsoosphosphaera aperta* Schep., *L.*, *Crassa* Naum., *L. microrugosa* Naum., *L. gigantea* Naum., *L. cf. warsanofieva* Naum., *Orygmato-sphaeridium* и *Trachysphaeridium* sp., а М.Б. Гилювской отмечены остатки водорослей *Tyrasotaenia podolica* Gnil., встречающиеся в валдайских отложениях. Мощность свиты достигает 290 м.

Филлипенская свита представлена розовато-серыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты до 86 м.

Тигечская и филлипенская свиты, по-видимому, отвечают ровенской (базальные песчаники), стоходской и обзырской свитам балтийской серии нижнего кембрия Волыно-Подолья, хотя не исключена возможность их синхронности и низам вышележащей бережковской серии кембрия этого региона.

Ордовикские отложения установлены также на северо-западе в скв. 110, 111 Яргара. Они представлены светлыми кварцитовидными песчаниками с тонкими прослоями темно-серых алевролитов мощностью 26 м. Позднеордовикский возраст их определен установленными В.С. Крандиевским *Dalmanella alichova* Tseg. Очевидно, что молодовский горизонт, известный севернее в междуречье Прут — Днестр и в Приднестровье. Он залегает на размытой поверхности кембрия или валдая и с перерывом перекрывается морскими образованиями силура.

Отложения силура в Западном Причерноморье распространены повсеместно, и ранее предполагалось, что в Предбруджском прогибе они вообще не развиты. Основой для таких суждений послужили данные буре-

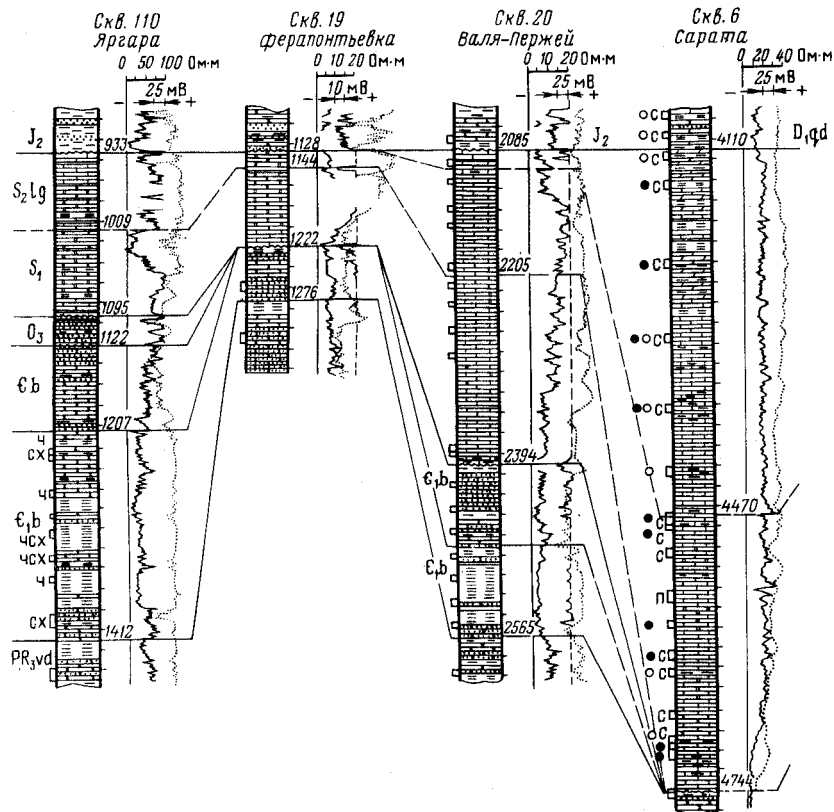


Рис. 2. Схема корреляции кембрийских — силурийских отложений юга междуручья Прут — Днестр. Составили А.Т. Богаец, К.Я. Гуревич, Б.М. Полухтович, Г.М. Помяновская, Э.И. Сафаров

Условные обозначения см. рис. 1

ния, установившие в северо-западной части региона залегание пород нижнего девона на верхнепротерозойских слоях, а в непосредственной близости к нему на севере — сильную загипсованность нижнесилурийских разрезов.

К настоящему времени отложения силура в Западном Причерноморье вскрыты скв. 110 Яргара, скв. 19 Феропонтьевская, скв. 20 Валя-Пержей, скв. 1 Казаклия, скв. 1, 6 Сарата, скв. 1 Лиманская и скв. 1 Морская, где они трансгрессивно залегают на породах верхнего протерозоя, кембрия или ордовика согласно и перекрываются сменяющими их образованиями нижнего девона или мезозоя. Максимальная мощность их составляет 634 м.

В северной части рассматриваемой территории силур представлен пржи-дольским, лудловским, венлокским и местами лландоверийским ярусами, сложенными известняками с прослоями доломитов. Возраст отложений обоснован брахиоподами и другими группами ископаемых организ-

мов [42, 62]. Для уверенной стратификации силурийских отложений в погруженной части прогиба и для выводов об особенностях их характеристики данных еще весьма мало, в связи с чем представляется целесообразным имеющийся палеонтологический материал осветить в привязке его к конкретным разрезам.

В скв. 1 Казаклийская на глубинах 3 705? — 4 200 м (забой) разрез выражен монотонной толщей темно-серых известковистых аргиллитов с редкими прослоями мергелей, глинистых известняков и керсантитов. Породы включают остатки конулярий, фрагменты цефалопод, редкие пелециподы и изредка граптолиты. В интервале глубин 4 072 — 4 075 м П.Д. Цегельнюк определил *Monograptus cf. praecedens* Bouc., а на глубинах 4 006 — 4 013 м — *Monograptus uncinatus* Tullb. и *M. micropoma* Jack., свидетельствующие соответственно о лландоверийском и венлокском ярусах нижнего силура. Силурийские отложения предполагаются и выше по разрезу этой скважины с условной кровлей их на глубине 3 705 м. Это такие же темно-серые породы, в которых из интервала глубин 3 821 — 3 941 м К.Я. Гуревич определены пиритизированные радиолярии рода *Cenosphaera*, встречающиеся в силуре Рава-Русской площади.

В разрезе скв. 6 Сарата и скв. 1 Лиманская выделяются только лудловский и пржи-дольский ярусы с элементами фауны малиновецкого и скальского горизонтов, однако об отсутствии отложений верхов венлока в самых низах рассматриваемой части разреза из-за редкого отбора керна в этих двух скважинах уверенно говорить нельзя.

Малиновецкий горизонт сложен темно-серыми органогенными известняками с прослоями аргиллитов и доломитов. В них установлены криноидеи, кораллы, мшанки, брахиоподы, остракоды и другие ископаемые организмы. В нижней части разреза известняки местами криноидно-водорослевые. В скв. 6 Сарата Л.Я. Пашковской определены брахиоподы лудловского яруса: *Parmorthis* aff. *crassa* Lindstr., *Delthyris elevatus* Dalm. и другие; В.Б. Богомяковой на глубинах 4 293 — 4 581 м встречен малиновецкий комплекс акритарх: *Leiosphaeridia* B. Volk., *Protoleiosphaeridium perfoliatum* Adr. (?), *Lophosphaeridia* sp., обломки хитинозой и сколеко-донт, а в интервале 4 601 — 4 669 м установлен нижнесилурийский комплекс: акритархи — *Leiosphaeridia* B. Volk., *Acanthopsophosphaera* sp., *Archaeochystrichosphaeridium* sp., *Baltisphaeridium* sp., *Hystichosphaeridium* sp. и обломки хитинозой. К.Я. Гуревич в интервале глубин 4 769 — 4 707 м обнаружены остракоды — *Craspedobolbina* (*Mitrobeyrichia*) *percurrens* Mart., *Daliella* sp. indet. и скопления водорослей рода *Rabdoporella*, характерные, по ее мнению, для китайгородского горизонта венлока Волино-Подолья. Однако ниже этого интервала были встречены лудловские брахиоподы.

В Лиманской скважине Г.М. Помяновской по всему разрезу горизонта установлены многочисленные брахиоподы: *Atrypa dzwinogradensis* Kozl., *Plectatrypa imbricata* (Sow.), *Howellella bragensis* Wenjuk., *Delthyris magnus* Kozl., *D. elevatus* Dalm. и другие формы, обычно свойственные обоим вышеупомянутым горизонтам верхнего силура. К. Я. Гуревич в интервале глубин 2 766 — 2 772 м обнаружены единичные *Craspedobolbina*

cf. *ornulata* Mart., а в интервале глубин 2734 — 2746 м — *Clavofabella* aff. *multialveolata* Ab., *Silensis* aff. *subtriangulatus* Neck. и другие, позволяющие ей предположить принадлежность вмещающих пород к венлокскому ярусу.

Скальский горизонт представлен преимущественно известняками, в нижней части обычно доломитизированными, в верхней — переслаивающимися с мергелями и аргиллитами. Породы обогащены ракушечным детритом, в мергелях встречены обуглившиеся растительные остатки. В скв. 6 Сарата в интервале глубин 4360 — 4367 м Л. Я. Пашковской определены *Delthyris magnus* Kozl.; В. Б. Богомягковой — акритархи: *Leiosphaeridia* sp., *Pseudozonosphaeridium becidum* Tim. и *Lophopsophsphaera* sp., хитинозои: *Sphaerochitina* и *Lagenochitina*; К. Я. Гуревич (на той же глубине) — *Pseudorayella scala* Neck. и другие, а в интервале глубин 4422 — 4431 м — *Parmorthis* aff. *crassa* Lindstr., *Delthyris elevatus* Dalm. и др. В Лиманской скважине в интервале глубин 2508 — 2513 м Г. М. Помяновской обнаружены *Protochonetes dneistrensis* Kozl., *Dayia* sp., *Protathyris* sp. и *Genus* sp. (частые), а К. Я. Гуревич — *Amygdaella nasut* Mart., *Pseudorayella scala* Neck. и др. Все вышеперечисленные брахиоподы, остракоды и акритархи свойственны скальскому горизонту Воыно-Подолья.

Разрез силура в скважине на о-ве Змеином представлен темно-серыми алевролитистыми мергелями и известняками с прослоями аргиллитов. Встреченные в породах палеонтологические остатки не дают возможности однозначно определить положение границы с литологически сходными отложениями нижнего девона. В. И. Гриценко в интервале глубин 337 — 382 м определил кораллы, позволяющие ему относить вмещающие породы к лудловскому ярусу: *Stortophyllum* (?) sp., *Weissermelia definita* Syt., *Cladopora* sp., *Squameofavosites incredibilis* Chekhovich, *Tryplasma* sp., *Strombodes* sp. П. Д. Цегельнюк по находке *Monograptus* cf. *similis* Frieb. приурочивает интервал глубин 360 — 367 м к верхней части зоны *Pristiograptus ultimus* и нижней части скальского горизонта. Г. М. Помяновской в этих отложениях обнаружены остатки криноидей, пелеципод, гастропод, трилобитов и следующие брахиоподы: на глубинах 421 — 429 м — скопления маленьких раковин юных форм *Leptaena rhomboidalis* Wilck; на глубинах 374 — 382 м — *Parmorthis* cf. *elegantuloides* Kozl., *Camarotoechia bieniaszi* Kozl., *Eospirifer turjensis* Tschern., *Protathyris praecursor* Kozl. и др.; на глубинах 360 — 367 м — *Meristella* cf. *wisniowski* Kozl. и в интервале глубин 350 — 356 м — *Anastrophia* (?) sp. Эти комплексы брахиопод показывают, что аналоги борщовского горизонта (слои тайна) тиверской серии Воыно-Подолья в разрезе скв. 1 Морская прослеживается до глубины 382 м.

Как следует из всего вышеизложенного, по силуру Западного Причерноморья на данном этапе исследований остается еще ряд дискуссионных положений, которые не получили однозначного решения и нуждаются в углубленном изучении дополнительного фактического материала.

В Западном Причерноморье девонские отложения стали известны сравнительно недавно [42]. В полном объеме в составе трех отделов они установлены в последние годы в восточной части юга междуречья Прут — Днестр, где их суммарная мощность превышает 2 500 м.

Девонские образования залегают обычно на породах силурийского возраста, а перекрываются каменноугольными либо предположительно пермскими, местами мезозойскими отложениями. В большинстве районов в составе девона выделяются три литологически различные толщи: нижняя — преимущественно песчано-глинистая, средняя — сульфатно-карбонатная и верхняя — в основном карбонатная, соответствующие трем отделам девона. Лишь на юге-востоке рассматриваемой территории нижняя толща фациально замещается преимущественно карбонатными породами, а средняя (местами) и верхняя толщи отсутствуют.

В составе нижнего девона выделены три свиты, объединенные в яргаринскую серию: кочулийская, ларгущая и еникийская. По литологическим особенностям и различию в комплексах остракод две нижние свиты подразделены на подсвиты [42, 57].

Нижнекочулийская подсвита представлена темно-серыми и почти черными аргиллитами, в основном неизвестковистыми, тонкослоистыми, трещиноватыми, с зеркалами скольжения, стяжениями пирита, с редкими прослоями мергелей, глинистых известняков, алевролитов, песчаников, изредка керсантитов. Углы падения пород изменяются от 2—5 до 30—45°. Мощность подсвиты достигает 420 м (рис. 3).

Эти отложения бедны ископаемыми остатками [42], в связи с чем возраст их остается дискуссионным и условно считается жединским. В последние годы в кровле подсвиты в скв. 6 Сарата на глубинах 4009 — 4017 м автором найдены остракоды *Leperditia* cf. *prominensis* Ab., близкие к виду, известному из борщовского горизонта Подолья [1]. В связи с этим не исключена возможность отнесения большей части рассматриваемых отложений к надлудловским образованиям силура.

Верхнекочулийская подсвита сложена аналогичными аргиллитами с тонкорассеянным пиритом, прослоями и линзами органогенно-детритовых, остракодовых, пелитоморфных и глинистых известняков. Углы падения пород изменяются от 2 до 35°. Мощность подсвиты около 120 м.

Ископаемые остатки представлены в основном остракодами, реже брахиоподами [42]. В последние годы среди остракод К. Я. Гуревич были определены *Healdia alveolata* Ab., *Richina moldaviensis* Trand. (msc.), *R. vario* Ab., *Pseudozygobolbina primaria* Ab. et Trand. и др.; среди брахиопод Л. Б. Зима — *Stropheodonta subinterstitialis* Kozl., *Rhipidomella* cf. *frequens* Kozl., а Г. М. Помяновской — *Plectodonta maria* Kozl., указывающие на жединский возраст верхнекочулийской подсвиты и на возможность ее корреляции с борщовским горизонтом Подолья, а не с чортковским, как указывалось ранее [42, 57].

В районе бурения Лиманской скважины и на о-ве Змеином [28] аргиллиты кочулийской свиты фациально замещаются мергелями и известня-

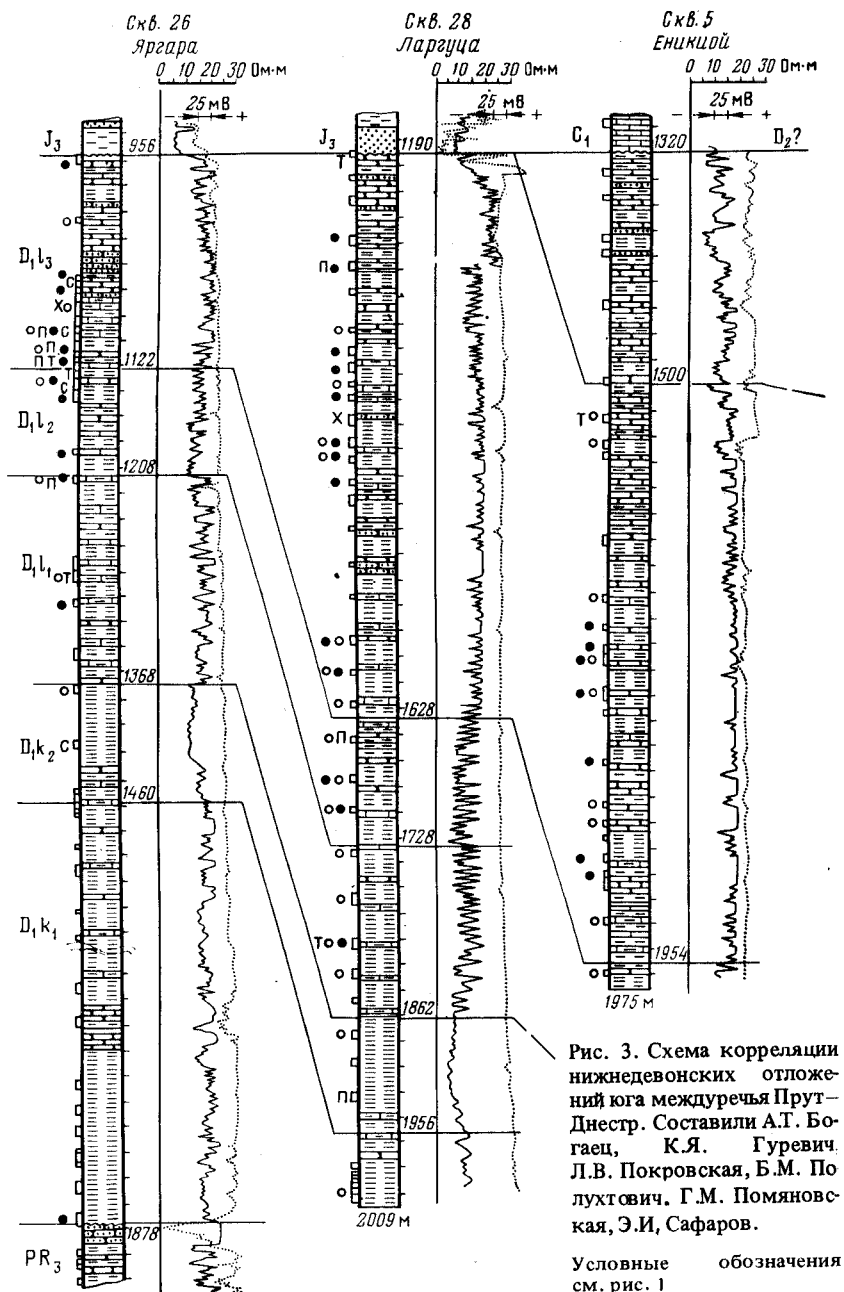
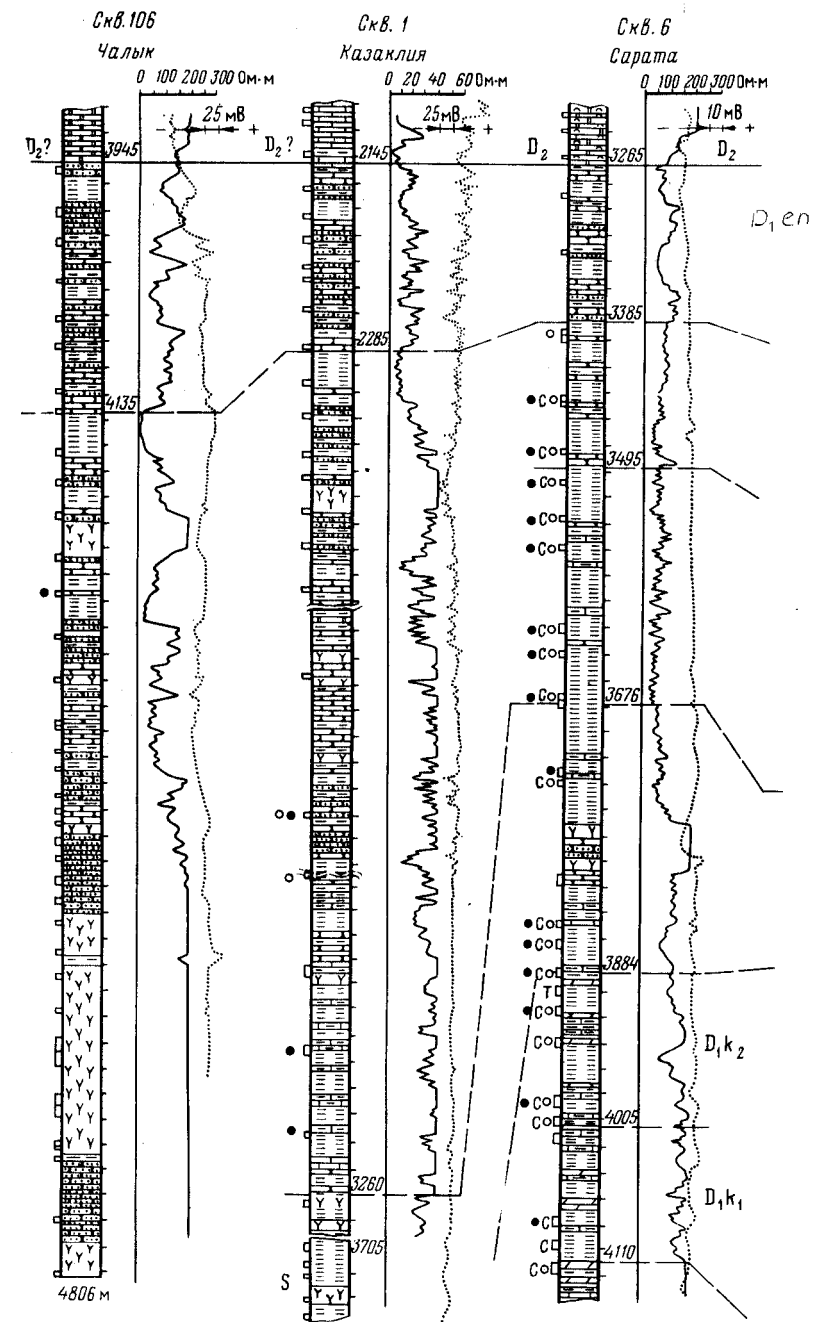
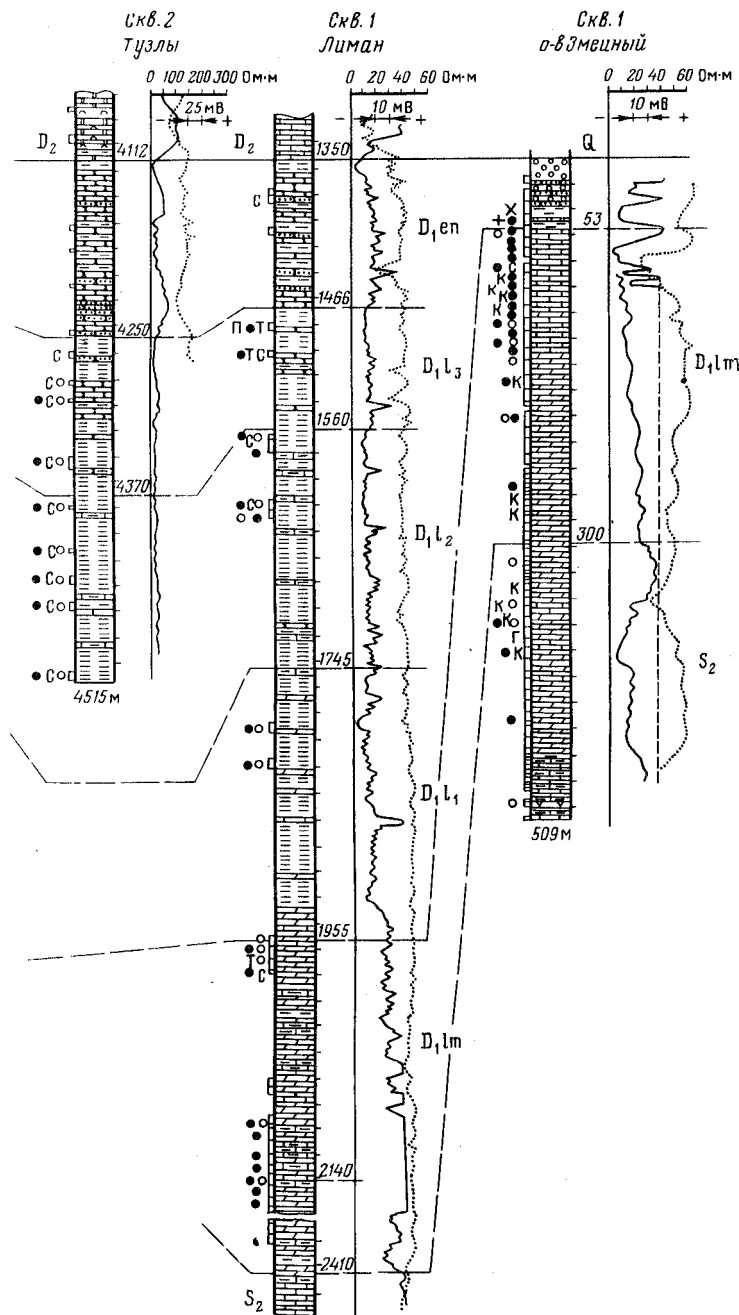


Рис. 3. Схема корреляции нижнедевонских отложений юга междуречья Прут-Днестр. Составили А.Т. Богаец, К.Я. Гуревич, Л.В. Покровская, Б.М. Полухтович, Г.М. Помяновская, Э.И. Сафаров.

Условные обозначения см. рис. 1



Продолжение рис. 3



Продолжение рис. 3

ками, обычно доломитизированными, местами алевроитистыми, с редкими прослоями аргиллитов и маломощными прослойками эффузивных пород. По литологическому составу и распространению в другой структурно-фациальной зоне отложения выделяются нами в новую лиманскую свиту. Видимая мощность ее в стратотипе составляет 455 м, а на о-ве Змеином — 247 м. Углы падения пород обычно не превышают 20° , редко достигают 50° .

В стратотипе лиманской свиты О.И. Никифоровой обнаружены брахиоподы *Fascicostella* (?) sp., sp., *Mutationella* (?) sp., *Orbiculoidea* sp. и ближе неопределимые остатки семейств Dalmannellidae, Stropheodontidae, Chonetidae, а Г.М. Помяновский — *Protochonetes* sp., *Protathyris* (?) sp., *Lingula* sp., приуроченные к нижней половине свиты, и *Orbiculoidea rugata* (Sow.), *Plectodonta* aff. *maria* Kozl., *Strophochonetes mediocostalis* Kozl. и др., найденные в верхней ее части. Остракоды лиманского комплекса в отличие от кочулийского представлены единичными *Richina* cf. *biconica* Ab., *Healdia* (?) aff. *alveolata* Ab., *Ochescapha* cf. *podolica* Ab., обнаруженными в верхней половине свиты К.Я. Гуревич. Кроме того, отмечаются отпечатки конулярий, эвриптерид, сегменты цефалопод, гастроподы. На о-ве Змеином фауна более разнообразна [28]. Возраст этой свиты, так же как и кочулийской, спорный. Верхняя половина ее, несомненно, принадлежит к жединскому ярусу и коррелируется с борщовским горизонтом. Для нижней части лиманской свиты не исключен более древний (постлудловский) возраст.

Ларгуцкая свита, стратотип которой установлен на молдавской части рассматриваемого района [11, 42], представлена почти повсеместно толщей темно-серых аргиллитов и алевролитов, местами приобретающих в верхах разреза красно-бурую окраску, с тонкими, часто линзовидными прослоями органогенно-детритовых, преимущественно остракодовых, иногда доломитизированных известняков и песчаников. Встречаются эффузивные образования. Известняки приурочены к нижней и средней частям свиты, песчаники — к верхней. На юго-востоке развиты пестрые известковистые глины и песчаники [28]. Мощность ее достигает 670 м. Углы падения пород изменяются от $2-5$ до $10-15^\circ$, достигая в отдельных случаях на Саратовской площади $70-80^\circ$.

По литологическим особенностям и различию в комплексах остракоид ларгуцкая свита подразделена Е.Ф. Трандафиловой на три подсвиты [42]. Для нижней из них наиболее характерными ископаемыми остатками являются остракоды *Poloniella deplanata* Trand. (msc.), *Pseudozygobolbina moldaviensis* Trand. (msc.), *Cornikloedenina* sp., *Zygobeyrichia* sp. sp., определенные К.Я. Гуревич и Е.Ф. Трандафиловой; тентакулиты — *Turmalites podolicus* G. Ljasch. (Г.И. Ляшенко); брахиоподы — *Camarotoechia* sp., *Howellella laeviplicata* Kozl., *Mutationella podolica* (Siem.) (Г.М. Помяновская), *Stropheodonta subinterstitialis* Kozl., *Schellwienella praeumbracula* Kozl., *Sphaerirhynchia gibbosa* (Nikif.), *Delthyris* aff. *magnus* Kozl. (А.И. Ляшенко, Л.Б. Зима).

Для среднеларгуцкой подсвиты (слои с *Cornikloedenia*) характерны остракоды *Carinokloedenia jurgarensis* Trand. msc. и *C. lineata* Trand. msc.,

Eridococoncha ivanica Krand. (К.Я. Гуревич, Е.Ф. Трандафилова); тентакулиты *Seretites ivanensis* G. Ljasch., *Ukrainites spatiosus* G. Ljasch., *Vjalovites* sp. (Г.П. Ляшенко); брахиоподы *Camarotoechia* (?) ex gr. *nympha* Barr., *Eostenoglossa rugosa* (Kozl.), *Spirifer* sp., *Karpinskya* (?) sp. (Г.М. Помяновская); акантоды *Nostolepis striata* Pander; телодонты *Turinia* sp.; харофиты *Eotrochiliscus podolicus* Croft, *E. rotundus* Gurev. msc. (К.Я. Гуревич).

По комплексу фауны нижнеларгущая подсвита относится к жединскому ярусу, а среднеларгущая — к нижней части зигена. По остракодам, тентакулитам и харофитам последняя сопоставляется с иваневским горизонтом.

В верхнеларгущей подсвите найдены единичные остракоды *Dizygopleura* aff. *montana* (Spriester), *Zygobeyrichia* sp., *Punctomosea* sp. и др. (К.Я. Гуревич); брахиоподы *Lingula quadrata* Kozl., *Camarotoechia* (?) cf. *nympha* Barr. (Г.М. Помяновская); пелециподы *Palaeoneilo planiformis* (Remsh.), *Panenka* aff. *ancilla* Barr. (Л.Б. Зима, Л.Я. Пашковская); споры из подгруппы *Sinorisporites* Rich., *Dictyotriletes* Naum., *Emphanisporites* Mc Grigor и др., сходные, по мнению М.И. Буровой, со спорным комплексом из отложений зигена и эмса Западной Европы, верхней части иваневского горизонта и Днестровской серии Львовского прогиба.

Следует отметить, что наибольшая мощность нижних двух подсвит зафиксирована в восточных районах юга междуречья Прут — Днестр, а верхней — в западных.

Завершает разрез нижнего девона еникийская свита [42]. Она представлена пестроцветными песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Местами наблюдаются зеркала скольжения. Углы падения пород составляют обычно 10 — 15°, достигая в отдельных случаях 25 — 35°. Мощность свиты около 180 м, причем наибольшие ее значения, как и для верхнеларгущей подсвиты, зафиксированы в западных разрезах.

В аргиллитах и алевролитах встречаются редкие обломки и отпечатки скелета панцирных рыб, акантоды, чешуи *Pterygotus* sp. В верхней половине свиты найдены также споры из подгрупп *Dictyotriletes*, *Retusotriletes*, *Emphanisporites* и др., характерные по мнению М.И. Буровой, для отложений эмса Западной Европы, что дает основание для отнесения вмещающих пород к эмсу. В разрезах скважин на Саратовской площади и в районе с. Балабанка в кровле свиты обнаружен палинокомплекс, в котором преобладают споры из подгруппы *Retusotriletes* (М.И. Бурова, И.И. Партыка), характерные для отложений верхнего эмса — нижней части эйфеля Западной Европы, Прибалтики, Урала и Канады. Это позволяет относить верхнюю часть еникийской свиты к верхнему эмсу.

На о-ве Змеином верхняя часть разреза нижнего девона представлена сероцветными и пестрыми разнотекстурными песчаниками, конгломератами и конгломерато-брекчиями с тонкими пропластками алевролитов и алевролитистых глин [28, 56]. Слои наклонены к востоку и северо-востоку под углами от 5 — 10 до 35 — 40°. Мощность этих отложений достигает 130 м.

В глинистом алевролите обнаружены ядра и отпечатки панцирных рыб

семейства Pteraspidae (К.Я. Гуревич), в конгломерато-брекчиях — гальки силицитов со спикулами губок, а в алевролитистых глинах — ядра однокамерных фораминифер.

Учитывая существенные отличия литологического состава и фаунистической характеристики вышеописанных образований от еникийской свиты и распространение их в иной структурно-фациальной зоне, считаем целесообразным выделить их в самостоятельную фидонисийскую (бывшее название о-ва Змеиног) свиту. Предполагаем, что она может иметь широкое распространение в Придунайской полосе района.

Еникийская свита и ее возрастные аналоги, развитые на о-ве Змеином, сопоставляются с днестровской серией и, возможно, с частью нижнелопушанской подсвиты Львовского прогиба и с пудинговыми конгломератами герцинских массивов Средней Европы. По возрасту они относятся к верхнему зигену и эмсу. В полном объеме к нижнему девону эти отложения отнесены условно из-за дискуссионности возрастной принадлежности верхнего эмса и отсутствия палеонтологических данных о стратотипе еникийской свиты [42].

Отложения среднего девона ранее были известны только в Молдавии [42]. В последние годы они вскрыты скважинами в восточных районах юга междуречья Прут — Днестр на Тузловской, Саратовской и других площадях. Их нижняя граница проводится по смене терригенно-глинистых образований сульфатно-карбонатными. Следует, однако, отметить, что она не является резкой. Во многих районах в основании разреза хорошо прослеживается пачка, сложенная песчано-глинистыми образованиями с прослоями доломитов, местами с включениями ангидритов, которая свидетельствует о постепенном переходе от нижнего девона к среднему (рис. 4). Подобные переходные слои известны и в ряде других районов Восточно-Европейской платформы.

В составе среднего девона юга междуречья Прут — Днестр выделяются эйфельский и живетский ярусы.

Нижняя часть первого из них представлена преимущественно ангидритами и доломитами с редкими тонкими прослойками аргиллитов и доломитовых глин, в которых обнаружены единичные обломки гониатитов, скелетные остатки панцирных рыб, харофиты *Karpinskya* (?) sp. (К.Я. Гуревич) и незначительное количество микрофоссилий *Retusotriletes devonicus* var. *echinatus* Tschibr. (М.И. Бурова).

В верхней части яруса наряду с доломитами и ангидритами широко развиты известняки. Они обычно органогенные, органогенно-детритовые, остракодовые, доломитизированные. Отмечены прослои доломитовых мергелей. В этих отложениях встречаются многочисленные остракоды *Eridococoncha plicata* Adamczak., *E.* aff. *rugosa* Ulrich et Bassler, *Sulcella ordinata* Gurev., *S.* aff. *australis* Kromm., *Condacypris* sp., *Healdianella* aff. *distincta* Pol., *Bairdia* cf. *crebra* Rozd. и др. (К.Я. Гуревич), а также редкие кальциферы и обломки сильно перекристаллизованных раковин брахиопод *Lingula* sp., *Gypidula* (?) sp., *Stropheodonta* sp., *Athyris* sp. и др. (Л.Б. Зима).

Общая мощность яруса достигает 485 м.

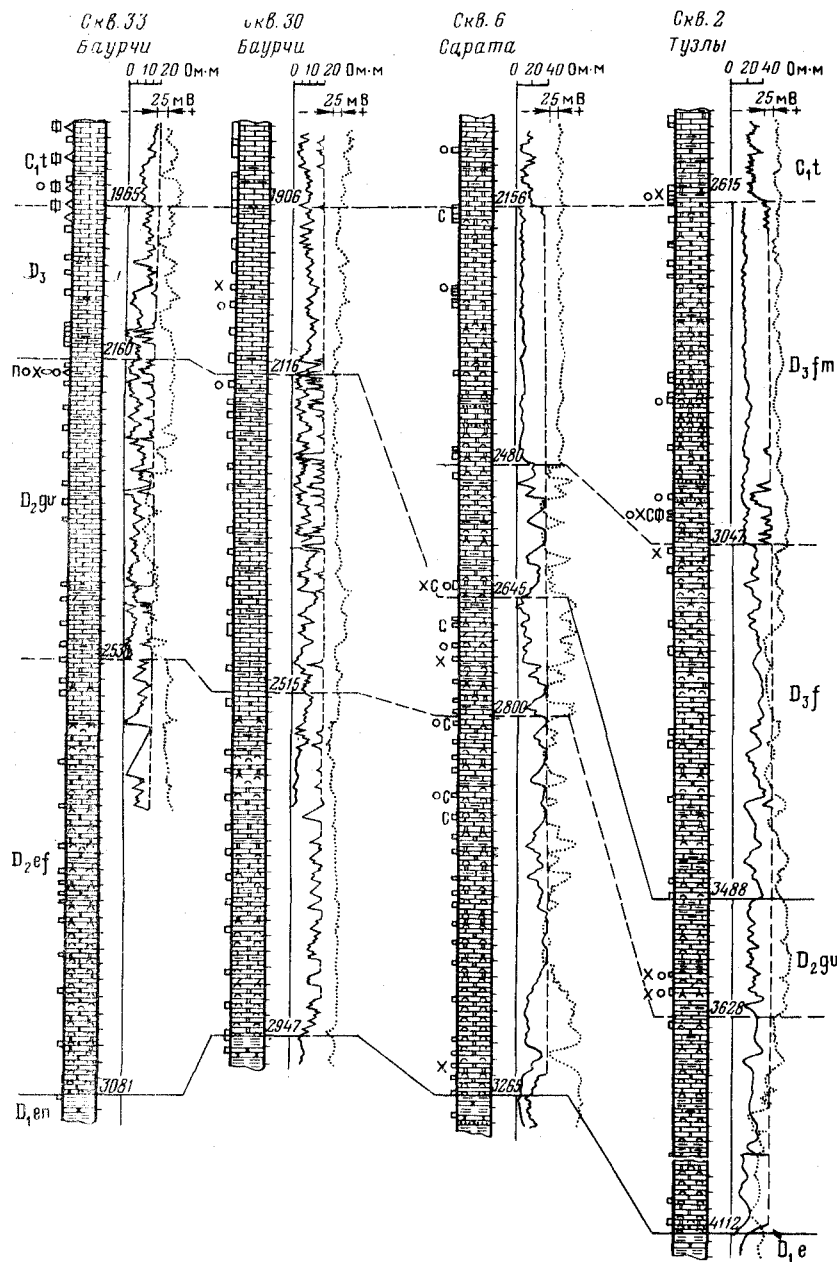


Рис. 4. Схема корреляции средне-верхнедевонских отложений юга междуречья прут - Днестр. Составили А.Т. Богаец, К.Я. Гуревич, Л.В. Покровская, Б.М. Полухтович, Г.М. Помяновская, Э.И. Сафаров

Условные обозначения см. рис. 1

По остракодам верхняя часть описываемых отложений имеет эйфельский возраст и сопоставляется с верхнеопушанской подсвитой Львовского прогиба, бийским горизонтом Волго-Уральской области и частью эйфельских образований Западной Европы. Нижняя часть по положению в разрезе может быть отнесена к среднеопушанской и частично нижнеопушанской подсвитах Львовского прогиба, а также к койвенским и вязовским горизонтам восточных районов Русской платформы и западного склона Урала.

Следует отметить, что эйфельские брахиоподы (*Gypidula* cf. *boxitica* Khodolevich, *Atrypa* cf. *grünwaldtii* Tschern. и др.) были обнаружены Г.М. Помяновской в разрезе скв. 4 Сарата в интервале глубин 2044 – 2050 м. В этой же скважине из интервала глубин 3139 – 3147 м К.Я. Гуревич определила остракоды, близкие к эйфельским: *Sulcella* cf. *australis* Kromm., *Eridoconcha* aff. *rugosa* U. et B. и др.

Живетский ярус представлен известняками серыми и почти черными, пелитоморфными, микрозернистыми, глинистыми, доломитизированными, битуминозными, с прослоями мергелей, местами доломитов и ангидритов. Мощность этих образований достигает в западных районах 400 м, а в восточных – уменьшается до 155 м.

Обнаруженные здесь ископаемые остатки представлены главным образом скоплениями остракод и харофитов: *Paraparchites* aff. *tuimasensis* Rozd., *Semilukiella* aff. *indicens* Zasp., *Falsipoles* (?) sp., *Eridoconcha controversiosa* Gurev., *E. ordinata* Gurev. и др. *Sycidium* cf. *samoilovae* Gurev., *S. aff. volborthi* Karp., *Umbella baschkirica* Byk. (К.Я. Гуревич). Реже встречаются фораминиферы *Bisphaera* sp., *Vicinisphaera* sp., *Evolutina* cf. *elementa* Antr., *Parathurammina* sp. (Л.П. Гроздилова), филлоподы и брахиоподы [11]. По комплексу остракод вмещающие породы сопоставляются нами с пелчинской свитой и нижнеструтинской подсвитой Львовского прогиба.

В последние годы обильные живетские брахиоподы (*Schisophoria* cf. *parvaepunctata* Kel., *Atrypa ventricosa* Kel., *A. aff. smordvica* Kel., *A. cf. crassa* Ljasch., *A. cf. orientalis* Kel., *A. ex gr. desquamata* Sow., *Emanuella* cf. *volhynica* Kel. и др.) обнаружены Г.М. Помяновской в разрезе скв. 4 Сарата (интервал глубин 1948 – 1957 м). На этой же глубине встречены остракоды *Paraparchites* cf. *insignitus* Gur., близкие к известным из образований фаменского яруса верхнего девона, а в интервале глубин 2943 – 2959 м определены живетские остракоды *Eridoconcha* cf. *contraversiosa* Gur., *Semilukiella* aff. *indicens* Zasp. и др., харофиты (К.Я. Гуревич) и среднедевонские брахиоподы *Lingula* cf. *bicarinata* Kut., *L. sp.* (Г.М. Помяновская).

Верхнедевонские отложения согласно залегают на породах среднего девона и расчленяются на франские и фаменские. Их объемы в пределах юга междуречья Прут – Днестр точно не установлены из-за недостаточного выхода керна и редких находок фауны и флоры большей частью плохой сохранности. Граница между ними проводится по электрокаротажному реперу.

Франский ярус представлен серыми доломитизированными известняками, доломитами, местами ангидритами с тонкими прослоями аргиллитов, редкими пропластками доломитовых мергелей, алевролитов и

туфов. Мощность этих отложений изменяется в широких пределах, достигая на Тузовской площади 440 м. Углы падения пород колеблются обычно в пределах 15 – 30°.

В нижней части разреза в последние годы обнаружены многочисленные остатки харофитов *Umbella bella* Вук., *U. sp.*, остракоды *Mennerella schelonica* Егоров, *Coryellina* sp. и другие, филлоподы и скопления беззамковых брахиопод *Lingula* sp., а в средней — единичные сколекодонты, конодонты *Euprionodina* aff. *deflecta* U. et. В.; остракоды *Semilukiella* sp. indet., мелкие пеллециподы и обломки скелета ихтиофауны (К.Я. Гуревич). Из верхней половины франского яруса известны остатки водорослей, харофитов, остракод и брахиопод [11].

Фаменские отложения до недавних пор выделялись здесь условно [42]. Только в 1973 г. в разрезе Тузовской параметрической скважины были обнаружены остракоды и харовые водоросли, свидетельствующие о фаменском возрасте вмещающих пород. На Саратовской площади выделение этих отложений палеонтологически не обосновано и их устанавливают в разрезах скважин на основании корреляции по промыслово-геофизическим данным. Представлены они доломитами, доломитизированными известняками и ангидритами. В нижней части разреза отмечены прослои песчаников и песчанистых доломитов. Мощность яруса изменяется от нуля до 430 м. Углы падения пород составляют 5 – 10°. Из ископаемых остатков встречаются остракоды *Kozlowskiella aelivosa* Tschig., *Aparchites crassus* Pol., *Paraparchites* sp. indet., *Famenella* sp., фораминиферы *Paratikhinella* (?) sp., *Parathuramina* (?) sp., многочисленные криноидеи, харофиты *Umbella pugatschovensis* Вук. (К.Я. Гуревич, Н.Е. Бражникова) и споры *Hymenozonotriletes rugosus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum. и другие (И.И. Партыка).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения карбона на рассматриваемой территории представлены только нижним отделом [7]. Они трансгрессивно перекрываются породами пермского или среднеюрского возраста. Наиболее полный разрез образований каменноугольного возраста вскрыт Тузовской скважиной. Их мощность достигает здесь 1 200 м. Литологически они четко подразделяются на две толщи: нижнюю — карбонатную, соответствующую турнейскому и визейскому ярусам, и верхнюю — терригенно-глинистую, угленосную, относимую к серпуховскому ярусу (рис. 5).

Турнейский ярус представлен доломитизированными пелитоморфными органогенно-детритовыми известняками и доломитами с редкими прослоями аргиллитов, местами ангидритов. Углы падения пород около 20°. Мощность их превышает 300 м.

В этих отложениях были известны редкие находки фауны [7, 11]. В последние годы обнаружены фораминиферы *Vicinesphaera* sp., *Neotuberitina* sp., *Eovolutina* sp., *Parathuramina* sp. (обилие), *Bisphaera malevkensis* Bir., *Earlandia* sp., *Paracaligella* (?) sp., *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Septatourmayella* sp., (Н.Е. Бражникова, В.П. Кравченко), остракоды *Aparchites glo-*

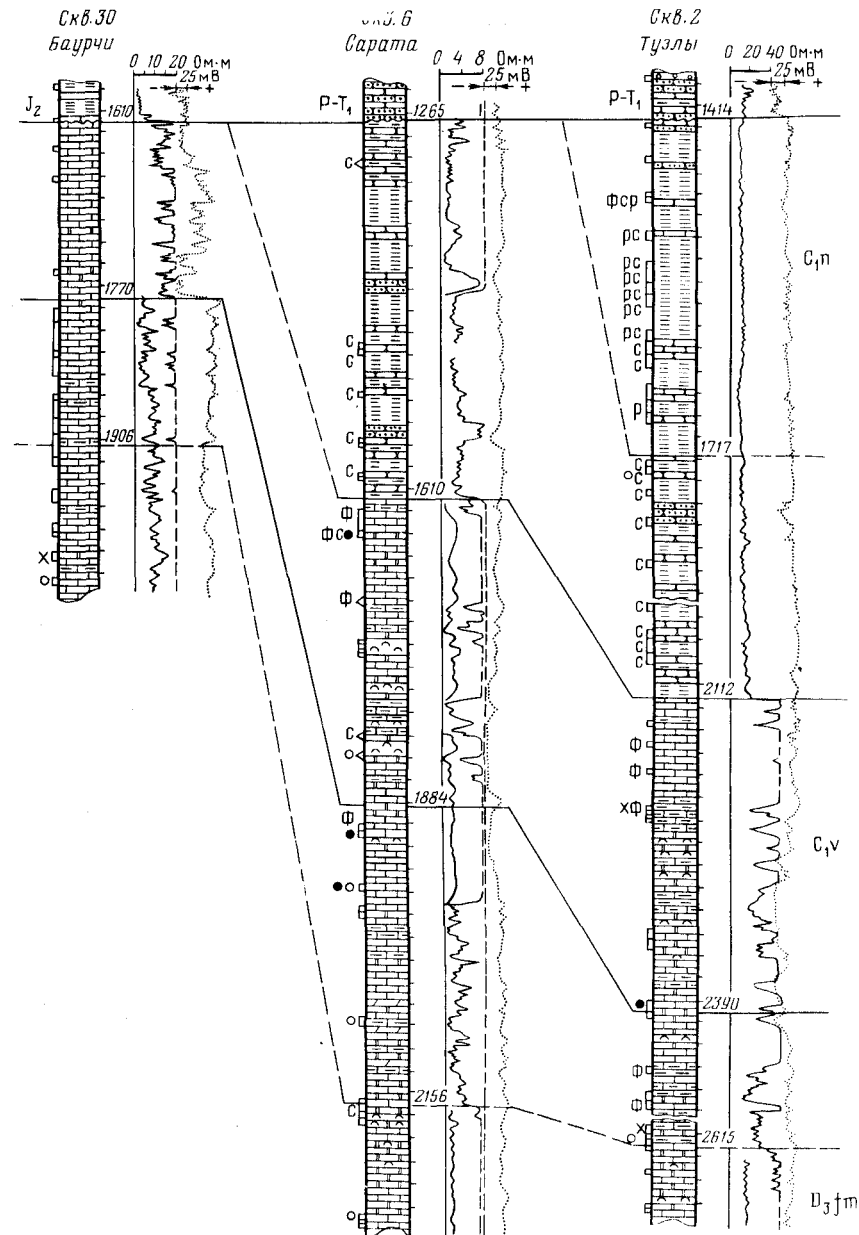


Рис. 5. Схема корреляции нижнекаменноугольных отложений юга междуречья Прут–Днестр. Составили А.Т. Богаец, К.Я. Гуревич, Л.В. Покровская, Б.М. Полухтович, Г.М. Помяновская, Э.И. Сафаров

Условные обозначения см. рис. 1

bulus Posner, *Carbonita acutiangulata* Posner, *Kloedenellittina* cf. *indistincta* Tschig., *Glyptolichvinella* ex gr. *spiralis* (J. et K.), *Tulenina* cf. *indubia* Tschig., *Microcheilinella* aff. *extuberta* Sam. et Smira., *Glyptopleura* sp., *Eridococoncha* sp. indet. и др. (К.Я. Гуревич), криноидеи, многочисленные серпулы, гастроподы, известковые и харовые водоросли. В приведенном комплексе фауны определены виды, характерные для отложений нижнего и верхнего турне в объеме от ляховинского до чернышевского подъяруса (зоны C, t a—C, t, c) смежных районов Восточно-Европейской платформы.

Визейский ярус в полном объеме известен только в восточной части междуречья Прут — Днестр. Он представлен преимущественно органогенными известняками, частично доломитизированными, участками кремневыми, местами в основании с тонкими прослоями доломитов и ангидритов, возможно относящихся еще к верхам турнейского яруса. Мощность описываемых образований достигает 270 м.

В известняках встречаются многочисленные фораминиферы [12]; остракоды *Microcheilinella subcorbuloides* (J. et K.), *Paraparchites inornatus* M'Coу, *Carbonita acutiangulata* var. *latusa* (Tschig.), *C. aff. fabulina* var. *okenensis* Posner (К.Я. Гуревич); брахиоподы *Chonetes* ex gr. *hardensis* Sok., *Megachonetes* cf. *sibylli* Paesck. и другие (Г.М. Помяновская); кораллы; мшанки; иглокожие; известковые водоросли.

Серпуховский ярус первоначально рассматривался в составе визейских отложений, несмотря на их резко отличную от подстилающей карбонатной толщи визе литологическую характеристику. Нижняя часть яруса представлена аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников, реже известняков. Углы падения пород достигают 20, редко 45°. Максимальная мощность этих отложений зафиксирована в Тузловской скважине. В них встречаются остракоды *Healdia* aff. *vittiligata* Zanina, *Scrolicula scrobiculata* J. K. et B., *S. cincinnata* Posner, *S. levis* Sam. et Smirn.; скопления фораминифер *Hyperammina* sp. indet.; единичные беззамковые брахиоподы *Lingula* aff. *scotica* Daw.; скопления гастропод и пелеципод; кораллы; мшанки; харофиты (К.Я. Гуревич); микрофоссилии, среди которых преобладают *Calamospora macer* Will., *Lycospora pusilla* Ibr. и другие (И.И. Партыка).

Верхи яруса включают преимущественно аргиллиты с прослоями алевролитов, песчаники, каменные угли. Местами имеются маломощные (до 10 — 20 см) пропластки доломитов, мергелей, известняков и сидеритов. В кровле описываемых образований в скв. 2 Тузлы залегают пестроцветные песчано-глинистые породы, возраст которых, возможно, уже не раннекарбонноугольный. Углы падения в темноцветной угленосной толще колеблются от 15 до 45°. Мощность угленосных и пестроцветных образований достигает 500 м. В них встречаются обильные остатки растений *Diploptemum adiantoides* (Schloth.), *Mesocalamites ramifer* (Stur.), *Strigmaria ficoides* Sternb. и другие, определенные Т.А. Ищенко в Тузловской параметрической скважине в интервале глубин 1516 — 1689 м, характерные, по ее мнению, для намюрского яруса. И.И. Партыкой примерно на этих же глубинах определены микрофоссилии, близкие к комплексам спор из намюра А Люблинского бассейна. Б.Г. Поддоба из верхней части вскрытых этой же скважиной отложений (интервал глубин 1483 — 1489 м)

определила споры и пыльцу, известные из нижнего и среднего карбона. На этой же глубине в известняке найдены единичные крупные фораминиферы *Tetrataxide* aff. *extensa* Pot., близкие к виду из среднего карбона. Приведенные ископаемые остатки не дают однозначного определения возраста.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА — НИЖНЕТРИАСОВЫЙ (?) ОТДЕЛ

Образования пермского — нижнетриасового возраста распространены преимущественно на юге междуречья Прут — Днестр, где залегают трансгрессивно, часто с угловым несогласием на породах нижнего карбона и перекрываются средне-верхнетриасовыми и юрскими отложениями. Выделяются они обычно условно. Только в отдельных случаях были обнаружены малочисленные фаунистические и растительные остатки. Важное значение для определения возраста этих пород имеет также находка в их терригенном материале среднекаменноугольных известняков [11].

В большинстве изученных бурением районов рассматриваемые отложения представлены континентальными образованиями, мощность которых изменяется в широких пределах и достигает 2000 м и более. Это красноватые песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями гравелитов, конгломератов и вулканогенных пород. Местами (район с. Татарбунары, Юбилейная площадь) последние играют весьма существенную или даже главную роль в разрезе [43].

В северо-западной части территории распространения пермско-нижнетриасовых (?) отложений (Баймаклийская, Готешская площади) наряду с песчано-глинистыми породами широко развиты также хемогенные образования. Мощность этой толщи с учетом углов падения пород (40—60°) достигает здесь 1300 м.

В других районах юга УССР отложения рассматриваемого возраста достоверно не установлены. Условно к ним могут быть отнесены терригенные образования, вскрытые под юрскими или нижнемеловыми отложениями в Северо-Западном Приазовье (скв. 5 Геническая и скв. 6 Новоалексеевская). Это зеленовато-серые, нередко филлитовидные аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты [39, 54].

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ И ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

Кроме рассмотренных выше континентальных отложений, условно относящихся частично к нижнему отделу триасовой системы, в ряде районов рассматриваемой области прослеживаются морские образования триасового возраста. Лучше всего они изучены в Западном Причерноморье, где вскрыты рядом скважин и обнажаются вдоль левого берега р. Дунай, у с. Новоселовское. В последнем пункте эти породы представлены серыми, светло-серыми и розовыми мелкокристаллическими известняками, содержащими бедную и плохо сохранившуюся фауну моллюсков и ядра фораминифер, которые указывают на их среднетриасовый возраст [11].

Более полный разрез подобных карбонатных пород вскрыт скв. 5 Килийская у с. Десанное в интервале глубин 3 160 – 3 528 м [23]. Он сложен светло-серыми и серыми, иногда с бурым оттенком известняками, доломитами и темно-серыми мергелями, которые на основании палинологических данных и сходства литологического состава с соответствующими образованиями зоны Тулча Северной Добруджи относятся к среднему триасу [3]. Вскрытая мощность с учетом углов падения пород (до 30°) составляет 320 м.

В районе с. Вилково скв. 393 в интервале глубин 1 481 – 1 779 м (забой) вскрыты желтовато-серые и серые сильно трещиноватые, прослоями брекчиевидные известняки, которые содержат палинокомплекс, также указывающий на их принадлежность к среднему и верхнему триасу [23]. Перекрываются они среднеюрскими отложениями.

Примерно в 15 км северо-западнее с. Вилково, в районе с. Лески, скв. 383 вскрыт несколько иной разрез среднетриасовых, а возможно, частично и нижнетриасовых отложений. Здесь под образованиями среднеюрского возраста в интервале глубин 1 013 – 1 882 м залегает толща переслаивающихся между собой аргиллитов, известняков, доломитов, реже мергелей и песчаников. Последние приурочены обычно к средней части вскрытого разреза.

Аргиллиты темно-бурые, известковистые, доломитистые, ожелезненные, с редким органогенным детритом. Известняки серые, пелитоморфные, доломитизированные, трещиноватые, прослоями брекчиевидные. Доломиты серые, розовато- и коричневатобурые, с примесью терригенного материала (до 10 %). Песчаники зеленовато-серые и розовато-бурые, мелко- и среднезернистые, трещиноватые. Углы падения пород в нижней и средней частях разреза составляют обычно 35 – 40°, а в верхней достигают 70 – 90°.

В низах этой толщи обнаружены палинокомплекс (интервал глубин 1 857 – 1 862 м), указывающий на ранне-среднетриасовый возраст вмещающих пород, а также многочисленные остатки харофитов и фораминифер (интервал глубин 1 812 – 1 824 м), близких к известным из оленекского яруса нижнего триаса Якутии. Примерно из средней части толщи (интервал глубин 1 515 – 1 517 м) выделен палинокомплекс не древнее среднетриасового возраста. В интервале глубин 1 250 – 1 258 м обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, который по своему видовому составу древнее предыдущего [23].

Выше карбонатных отложений в скв. 5 залегает мощная толща (интервал глубин 1 087 – 3 160 м) фаунистически охарактеризованных пород верхнетриасового возраста. Они представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями мергелей и известняков в низах и верхах разреза [3, 23]. Истинная мощность этих отложений составляет около 1 800 м.

В северо-восточной части рассматриваемой территории распространения триасовых отложений, в районе с. Муразлиевка, скв. 349 под среднеюрскими глинами вскрыты серые и светло-серые аргиллиты, мергели и известняки, прослоями доломитизированные, с линзами и гнездами ангидрита. Эти породы содержат остатки позднетриасовых эстерий и палино-

комплексов [5]. Вскрытая их мощность 128 м. Кроме вышеперечисленных пунктов средне-верхнетриасовые отложения выделяются условно в разрезах некоторых других скважин юго-восточной части междуречья Прут – Днестр.

В пределах Крымского полуострова образования триасового возраста изучены слабо. Прослеживаются они как в Горном, так и в Равнинном Крыму. И в той и в другой частях полуострова они сильно дислоцированы.

Древнейшими среди них являются, вероятно, карбонатные породы, вскрытые под нижнемеловыми отложениями в г. Евпатория (скв. 8, интервал глубин 893 – 1 238 м). Это преимущественно доломиты, доломитизированные и оолитовые известняки, возраст которых обычно определяется как триасовый, пермо-триасовый или триас-юрский [9, 39, 53]. По аналогии с соответствующими карбонатными образованиями Западного Причерноморья они относятся нами к среднему триасу.

Лучше прослеживаются верхнетриасовые отложения, которые наряду с среднеюрскими входят в состав широко развитой в Горном Крыму таврической формации. Последняя сложена значительно дислоцированными ритмично чередующимися темными аргиллитами, плотными кварцевыми алевролитами и песчаниками. Такой же флишеидной толщей представлены залегающие выше среднеюрские отложения, с трудом отличающиеся от таврических.

Близкие по литологическому составу и степени изменения вторичными процессами породы известны и в Равнинном Крыму. Они широко развиты в юго-западной его части. В районе с. Новоефedorовка (скв. 12, интервал глубин 940 – 966 м) их разрез сложен глинистыми мергелями, известковистыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, чередующимися между собой. В мергелях из интервала глубин 944 – 946 м обнаружены отпечатки раковин, среди которых Е.В. Красновым определены *Holabia bitneri* Moiss. и *H. austriaca* Kittl., позволившие отнести эти породы к карнийскому ярусу верхнего триаса [52]. Несколько восточнее г. Саки под образованиями нижнего мела вскрыта толща чередующихся между собой песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями известняков. Их триас-юрский возраст подтверждается результатами палинологических исследований. Подобные отложения установлены бурением в районе с. Николаевка, где их вскрытая мощность достигает 2 000 м [18, 53].

Кроме того, рассматриваемые отложения выделяются и на некоторых участках Центрального и Северного Крыма, правда, на основе скудного фактического материала [18, 39, 53]. В районе с. Найденровка (скв. 1) они представлены темно-серыми сланцеватыми аргиллитами с прослоями слюдисто-кварцевых сидеритизированных или хлоритизированных алевролитов. В аргиллитах обнаружены единичные зерна пыльцы и спор мезофитного облика. В юго-восточной части Тарханкутского полуострова, на Октябрьской площади, домеловая часть разреза сложена плотными полевошпатово-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями сланцеватых аргиллитов. Их принадлежность к триас-юрским отложениям подтверждается результатами определения абсолют-

ного возраста пород. В районе с. Гатяновка под породами нижнего мела скв. 1 вскрыты темно-серые известковистые аргиллиты с прослоями серых и светло-серых мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов. В аргиллитах (интервал глубин 4822 — 4831 м) обнаружены плохо сохранившиеся отпечатки двусторчатых моллюсков, которые, по заключению Р.И. Лещуха, могут быть определены как *Daonella cf. lommeli* (Wissmann). Этот вид известен из карнийских отложений Горного Крыма (район с. Лозовое).

Среднеюрские отложения не менее широко развиты в Равнинном Крыму и прилегающих районах. Фаунистически и (или) палинологически их наличие доказано в Северо-Восточном Присивашье (скв. 5 Геническая, интервал глубин 2694 — 2910 м и скв. 2 Геническая, интервал глубин 2774 — 2811 м — забой; скв. 1 Новоалексеевская, интервал глубин 2660 — 2789 м — забой; а также в районе сел Шубино (скв. 7, интервал глубин 4504 — 4550 м — забой) и Чапаево (скв. 1, интервал глубин 1382 — 1538 м), где эти породы залегают под нижнемеловыми отложениями. Представлены они здесь преимущественно темно-серыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Обычно преобладают аргиллиты. Местами встречаются прослойки глинистых сидеритов, дайки диабазов и диабазовых порфиритов [18, 39, 52, 53]. На территории Равнинного Крыма эти породы так же, как и подстилающие их образования позднетриасового — раннеюрского возраста, сильно дислоцированы (углы падения пород достигают 70 — 80°). В районе г. Геническ среднеюрские отложения залегают почти горизонтально с угловым несогласием на породах предположительно пермо-раннетриасового возраста.

Кроме указанных выше районов триасовые и юрские образования выделяются условно в ряде других пунктов Равнинного Крыма, где они также представлены преимущественно песчано-глинисто-карбонатными породами [18, 39, 53].

В Западном Причерноморье широко развиты юрские отложения. Северная граница их распространения проходит примерно по линии г. Леово — с. Чимишлия — с. Каушаны — г. Белгород-Днестровский. Юрские отложения залегают трансгрессивно обычно с угловым несогласием на породах от верхнетриасового до силурийского возраста включительно. В их составе установлены образования среднего отдела в объеме байосского и батского ярусов и верхнего — со всеми его ярусами. Некоторые исследователи выделяют условно и ааленские отложения, относя к ним самые низы среднеюрского разреза [37, 49].

Байосский и батский ярусы представляют собой довольно однообразную и часто трудно расчленимую толщу, сложенную аргиллитами или глинами с прослоями алевролитов, песчаников, реже известняков и мергелей. Карбонатные породы отмечаются не повсеместно и чаще приурочены к верхам разреза. В северо-западных районах (Готештская, Баймаклийская, Андрушинская, Каетская и другие площади) роль песчаников и алевролитов, а местами и известняков существенно увеличивается. Мощность этой толщи изменяется в широких пределах и достигает 1600 — 1700 м [37, 49].

Келловейские отложения почти повсеместно залегают на среднеюрских и лишь на отдельных участках ложатся на породы девона и силура. Их разрез в северной части рассматриваемой территории сложен алевролитами, аргиллитами и известняками, в центральной — глинами и известняками, а в южной — алевролитами и аргиллитами. Оксфордские отложения представлены в основном известняками, только в пределах самой южной полосы междуречья Прут — Днестр развиты глины, алевролиты и песчаники. К кимериджскому ярусу относятся известняки и глины с прослоями доломитов, а к титонскому — толща пестроцветных глин с прослоями песчаников и гипсоангидритов. Максимальная мощность верхнеюрских отложений составляет около 1500 м [11, 37, 49].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения широко распространены в пределах рассматриваемого региона. Естественные их выходы известны только в Крымских горах и предгорьях. На остальной территории они скрыты под мощной толщей палеогеновых, неогеновых и четвертичных образований.

Нижнемеловые отложения залегают обычно трансгрессивно на породах от архейского до верхнеюрского возраста включительно и лишь на юго-востоке Крыма и, вероятно, в отдельных частях Западного Причерноморья постепенно переходят в титонские. В разрезе нижнего мела устанавливаются все ярусы.

Отложения берриасового возраста прослеживаются только в Горном Крыму и в пределах его восточного погружения (в районах г. Феодосия и сел Тамбовка и Мошкаревка). В восточной части Крыма они связаны постепенным переходом с верхнетитонским флишем и представлены чередующимися мергелями, органогенно-обломочными известняками, глинами (или аргиллитами), местами песчаниками, сидеритами. Количественное соотношение этих пород меняется по площади. В бассейне р. Малая Карасу преобладают аргиллитоподобные глины, в районе с. Грушевка и севернее с. Планерское — мергели, в окрестностях г. Феодосия роль глин, мергелей и известняков примерно одинакова. В некоторых районах (бассейны рек Мокрый Индол и Танаса) эти отложения имеют флишевидный характер. Мощность отложений берриаса здесь изменяется в довольно широких пределах и достигает в приосевой части Восточно-Крымского синклиналии 500 м и более. К северу она быстро уменьшается. В районе с. Тамбовка составляет около 100 м [9].

Примерно такой же разрез берриаса вскрыт недавно в юго-западной части Керченского полуострова скв. 1 Мошкаревская. Однако определить здесь его мощность пока не представляется возможным из-за трудности расчленения толщи пород титон-валанжинского возраста.

В северной полосе западной части Горного Крыма берриасовые отложения залегают трансгрессивно на таврической серии и представлены конгломератами и песчаниками. Местами встречаются также песчаные известняки и глины. Южнее, в зоне главной гряды, развиты мергелистые глины с прослоями алевролитов, песчаников, реже гравелитов в основа-

нии. В отдельных районах прослеживаются глыбовые известняки. Мощность этих пород обычно не превышает 80 — 100 м. Подстилаются они образованиями титонского возраста [9].

Валанжинские и тесно связанные с ними нижнеготеривские отложения в восточной части Крыма распространены примерно на той же территории, что и породы берриаса, на которых первые залегают чаще всего согласно. Представлены они преимущественно зеленовато-серыми глинами с прослоями органогенно-обломочных известняков, песчаников и сидеритов. В бассейнах рек Малый Карасу и Танаса в глинистой толще прослеживаются несколько горизонтов валунных конгломератов. К западу (верховья рек Бештерек, Бурульча и Зуя) эти породы сменяются более мелководными образованиями: песчанистыми мергелями и известняками. Мощность рассматриваемых отложений в осевой части Восточно-Крымского синклиория достигает 800 — 1000 м, быстро уменьшаясь в северном направлении. Уже в окрестностях с. Богатое они выпадают из разреза [9]. В районе с. Тамбовки их мощность составляет 140 м.

В западной части Горного Крыма, в зоне главного хребта (Байдарская, Варнаутская и другие котловины), валанжинские и нижнеготеривские отложения представлены глинами с прослоями известняков, сидеритов, песчаников. Эта толща имеет часто флишеидный характер и залегают обычно на породах берриасового возраста, иногда переходит на размытую поверхность верхнеюрских известняков. Мощность ее достигает нескольких сотен метров. В северном направлении эти отложения сменяются мелководными образованиями — песчаниками, органогенно-обломочными известняками, песчанистыми глинами мощностью 50 — 120 м. Они прослеживаются и в юго-западной части Равнинного Крыма. Так, в районе г. Саки скв. 1 (гидрогеологическая) в интервале глубин 730 — 876 м вскрыта толща преимущественно терригенных пород, содержащих поздневаланжинскую фауну (А. Е. Каменецкий, 1963 г.).

Выше рассмотренных отложений в Горном Крыму и предгорьях несогласно залегают верхнеготеривские — нижнебарремские породы, представленные в большинстве районов песчаниками, конгломератами и глинами мощностью до 400 — 500 м, на которых трансгрессивно располагаются глины верхнего баррема — апта [9].

Примерно такой же разрез вскрыт скв. 6 Нижегородская в юго-восточной части Равнинного Крыма. Здесь под преимущественно глинистыми образованиями верхнебарремского — нижеаптского возраста вскрыта толща песчаников, алевролитов и песчано-алевритистых глин с редкими прослоями криноидно-мшанковых мергелей. Обнаруженные в этих породах фораминиферы, споры и пыльца позволяют относить их к готериву — нижнему баррему.

К северо-западу от г. Феодосии, в районе с. Тамбовки, скважинами вскрыты более глубоководные образования рассматриваемого возраста, представленные преимущественно известковистыми аргиллитами (А. М. Волощина, 1973, 1977 гг.).

Несколько иной облик имеют верхнеготеривские — нижнебарремские отложения в центральной части предгорий. Здесь развиты крайне мелко-

водные и прибрежные, отчасти континентальные образования мазанской свиты: уплотненные мелко- и среднезернистые пески с линзами и прослоями грубого песка, гравия, галечника, а также белых, красных или темных углистых глин. Общая их мощность достигает 300 м. Как и в некоторых других районах, толща венчается небольшим слоем желтоватых зоогенных известняков, сохранившихся от размыва не повсеместно [9].

Севернее, в районе селения Зуя, Давидово, Свердлово, породы мазанской свиты подстилаются пачкой красноцветов, залегающих на образованиях среднего или палеозойского возраста и быстро выклинивающихся в северном, восточном и западном направлениях. Эти красноцветы рассматриваются обычно в качестве континентальных аналогов валанжинских и титон-валанжинских отложений предгорный или же включаются в состав мазанской свиты [9, 51].

На большей части Равнинного Крыма в основании нижнемелового разреза залегают обычно континентальные пестрые или сероцветные отложения: песчаники, алевролиты и глины с прослоями гравелитов и конгломератов мощностью до 100 — 150 м. Обнаруженные здесь спорово-пыльцевые комплексы позволяют относить вмещающие породы к готериву и нижнему баррему и рассматривать их в качестве возрастных аналогов мазанской свиты.

Верхнебарремские — аптские отложения в Горном Крыму и предгорьях, а также в юго-восточной части Равнинного Крыма и на Керченском полуострове (районы пос. Нижегородский, сел Тамбовка, Мошкаревка) представлены преимущественно глинами или аргиллитами в разной степени известковистыми, с прослоями алевролитов, песчаников, местами гравелитов и известняков, с микровключениями и конкрециями сидеритов [21].

В большинстве районов остальной территории Крымского полуострова на охарактеризованных выше континентальных образованиях, а местами непосредственно на породах фундамента залегает пачка прибрежно-морских и мелководных отложений мощностью до 150 — 200 м, представленных песчаниками и алевролитами с прослоями глин или аргиллитов, реже грубообломочных пород и органогенно-детритовых песчанистых известняков. Местами (район с. Шубино) известняки доминируют в разрезе. Находки моллюсков и крупных фораминифер наряду с результатами палинологических исследований указывают на верхнебарремский — нижеаптский возраст этих отложений. Вверх по разрезу песчаники и алевролиты постепенно сменяются алевритистыми глинами или аргиллитами с сидеритом мощностью до 200 м, которые относятся к верхнему апту.

В самых северных районах Крымского полуострова и в Северном Причерноморье, а также на некоторых поднятиях в других частях Равнинного Крыма верхнебарремские отложения выпадают из разреза, и непосредственно на складчатом основании залегают образования аптского (а местами даже альбского) возраста, представляющие базальные слои нижнего мела. Они сложены песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов, глин, местами грубообломочных пород. Их мощность составляет обычно 40 — 80 м.

В Западном Причерноморье разрез неокотских и аптских отложений примерно такой же, как и в Равнинном Крыму. Он начинается толщей преимущественно континентальных образований мощностью до 440 м, относящихся условно к валанжину — готериву и представленных красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками. Изредка встречаются тонкие прослои известняков. Выше следует пачка прибрежно-морских и мелководных отложений барремского и аптского возраста. Это песчанистые глины, разнозернистые пески и песчаники, обогащенные глауконитом. Их мощность обычно не превышает 80 — 100 м [37, 43].

Альбские отложения лучше всего изучены в Крыму и Северном Присивашье, где они объединяются в три подъяруса. Разрез нижнего альба сложен алевролитистыми глинами и алевролитами. В западной части Равнинного Крыма и Северо-Восточном Присивашье последние преобладают. Характерной особенностью пород являются обогащенность глауконитом и присутствие в комплексе фораминифер преимущественно бентонных форм с песчаной стенкой раковины. Мощность этих пород обычно составляет 100 — 140 м [9].

Среднеальбские отложения представлены темно-серыми известковистыми глинами или аргиллитами, содержащими в пределах Равнинного Крыма многочисленные, обычно тонкие прослои туфов и туффигов. Местами развиты также эффузивные породы. К глинам и аргиллитам приурочен богатый комплекс планктонных фораминифер. Среди моллюсков довольно часто встречаются аммониты, позволившие выделить в разрезе среднеальбского подъяруса отдельных районов зону *Noplites dentatus*. Мелководные и прибрежные образования — песчаники, алевролиты, реже песчанистые глины — развиты только в районе городов Евпатория и Саки. Мощность пород среднего альба составляет обычно 100 — 120 м.

Верхнеальбские отложения в центральной и юго-восточной частях Равнинного Крыма, на Керченском полуострове и в Северном Присивашье представлены темно-серыми известковистыми, часто песчанистыми глинами или аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. На остальной части территории Равнинного Крыма разрез верхнего альба четко подразделяется на две части. Нижняя часть в окрестностях Евпатории сложена алевролитами и песчаниками, в районе сел Крыловка и Елизаветово — песчаниками, алевролитами и глинами; на Тарханкутском полуострове и в северной части Равнинного Крыма — в разной степени известковистыми и песчанистыми аргиллитами с прослоями алевролитов песчаников, туфов, туффигов, местами эффузивных пород. В осадочных образованиях встречаются как бентонные, так и планктонные фораминиферы. Верхняя часть представлена преимущественно мергелями и глинистыми мергелями, нередко с тонкими прослоями туфов и туффигов, с богатым комплексом планктонных фораминифер и моллюсками. Мощность верхнеальбских отложений изменяется здесь в широких пределах и достигает иногда 2 000 м и более.

К северу от рассматриваемой территории характер разреза альбского яруса существенно меняется. В районе с. Сокологорное он сложен песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и песчанистыми глинами,

а в окрестностях Каховки и Берислава — преимущественно спонголитами с пачкой песчаников и алевролитов в основании. Мощность этих отложений составляет 150 — 360 м.

В районе Тендровской косы разрез нижнего мела сложен преимущественно органогенно-обломочными известняками, состоящими из мшанок, иглокожих, водорослей (чаще багряных), раковин пелелипод, гастропод, брахиопод и фораминифер. Среди водорослей определены *Paraphyllum primaevum* Lem., *Lithophyllum* sp., *Lithothamnium* sp. (определения К.Б. Кордэ). В шлифах Л.М. Голубничей и В.Е. Железняк обнаружены срезы фораминифер типа *Gaudryina* ex gr. *neocomica* Chalil., *Hedbergella* aff. *aptica* (Agal.), *Epistomina* sp., указывающие, по их мнению, на аптский возраст вмещающих пород [12].

Следует, однако, указать что прослои известняков, правда небольшой мощности, отмечались в соседних районах в заведомо альбских отложениях, в частности в толще средне-верхнеальбских пород у городов Каховка (скв. 3, интервалы глубин 1081 — 1087 и 1087 — 1094 м), Берислав (скв. 5, интервал глубин 956 — 958 м), Херсон (скв. 17, интервал глубин 1389 — 1394 м и скв. 22, интервал глубин 1235 — 1240 м) и в районе с. Большой Клин (скв. 1, интервал глубин 2103 — 2108 м). Это позволяет рассматривать известняки скв. 19 Тендровская в качестве своеобразной фации альбских отложений, что находит подтверждение в последовательной корреляции разрезов скважин, пробуренных в прилегающих районах. По своему характеру эти известняки представляют собой, вероятно, краевую часть биогерма. Они могут иметь широкое распространение и в северной полосе Черноморского шельфа, приурочиваясь к участкам подводных склонов.

В западной части рассматриваемого региона образования альбского возраста представлены песчаниками, песками и глинами, местами с прослоями песчано-глинистых известняков. Их мощность 80 — 100 м.

Анализ изменения литофаций нижнемеловых отложений в пределах юга УССР позволяет высказать предположение о преимущественно песчано-глинистом разрезе нижнего мела на северо-западном шельфе Черного моря. При этом развитие алевроито-песчаных пород прогнозируется главным образом в нижней его части, сформировавшейся в начальный период трансгрессии раннемелового моря. В верхней части, соответствующей максимуму трансгрессии, вероятно, будут преобладать глины и мергели, как и в большинстве прилегающих районов суши. Следует обратить внимание на возможное сокращение разреза нижнемеловых отложений в пределах зоны поднятий, ограничивающей с юга Каркинитско-Северо-Крымский прогиб. Об этом свидетельствуют кроме изложенных выше данных результаты сейсмических работ, которыми намечено выклинивание нескольких горизонтов осадочного чехла к югу от о-ва Змеиного (в районе вала Губкина). Часть этих горизонтов, очевидно, приурочена к нижнемеловой толще пород.

В центральной и северной полосах акватории Азовского моря прогнозируются сильно сокращенный разрез нижнемеловых отложений (вплоть до полного их выпадения в присводовой зоне Среднеазовского поднятия,

как это наблюдается на Электроразведочной площади) и широкое развитие наряду с глинистыми образованиями песчано-алевритовых, а в северной части и кремнистых пород. В южных районах предполагаются увеличения полноты разреза и роли глинистых отложений.

Верхнемеловые отложения широко развиты в пределах рассматриваемого региона и отсутствуют только в Придунайской полосе Западного Причерноморья, прилегающей к ней части шельфа, Горном Крыму, в отдельных районах предгорий и центральной полосы акватории Азовского моря. Они представлены однообразной толщей преимущественно карбонатных и глинисто-карбонатных пород, характеризующейся сравнительно небольшой фациальной изменчивостью по площади. В связи с этим разрезы большинства районов достаточно хорошо сопоставляются друг с другом. Несколько особняком стоит только территория Керченского полуострова, верхнемеловые отложения которой отличаются фораминиферными палеоценозами, более темным цветом, повышенной глинистостью карбонатных пород, преобладанием мергелей и значительным количеством терригенных образований. Для последних свойственны отсутствие многих бентонных форм, а также своеобразие и большое разнообразие планктонных. По видовому составу они ближе к комплексам Карпат и Кавказа, чем к остальной территории Крыма и Причерноморья.

Наиболее полные разрезы верхнемеловых отложений известны в северо-западных районах Равнинного Крыма, где породы отдела имеют максимальную мощность (до 2 500 м). На остальной территории внутри толщи наблюдаются перерывы, иногда сопровождающиеся выпадением из разреза отдельных его частей.

Образования сеноманского возраста обычно залегают трансгрессивно на разных частях альбского яруса, а местами и на более древних отложениях, вплоть до силурийских в Западном Причерноморье. Однако на ряде участков Северо-Западного Крыма и Керченского полуострова они связаны с альбским постепенным переходом. Нижняя граница сеномана устанавливается по исчезновению некоторых альбских форм фораминифер и появлению характерных видов, в том числе планктонных, среди которых преобладают роталипоры, талманинеллы и преглоботрунканы.

Литологический состав этих отложений более разнообразный, чем остальных ярусов верхнего мела. В Северном и Западном Причерноморье и в отдельных районах Крымских предгорий нижняя часть сеномана представлена мелкозернистыми песчаниками и алевритами с глауконитом, глинами, местами кремнистыми породами, а верхняя — мергелями и глинистыми или песчано-глинистыми органогенно-обломочными и мелкозернистыми известняками. В пределах Керченского полуострова преобладают мергели. Встречаются прослои известняков и глин, реже алевритов, песчаников и гравелитов. На остальной территории сеноманский ярус представлен в основном мергелями и глинистыми известняками, окрашенными в различные оттенки серого цвета, часто полосчато-пятнистыми. В центральной части Крыма мергели обогащены терригенным материалом, изредка переходят в песчаники. В северных районах встречаются прослои вулканокластических и кремнистых пород.

Мощность сеноманских отложений изменяется в довольно широких пределах и достигает на Тарханкутском полуострове 500 — 600 м. Они выпадают из разреза (кроме перечисленных выше районов отсутствия верхнемеловых отложений в целом) на ряде небольших участков Равнинного Крыма и Присивашья, представляющих собой обычно локальные поднятия (Красноярская, Соколинская, Орловская, Балашовская, Шубинская структуры и др.).

Образования туронского, коньякского и сantonского возраста распространены несколько шире сеноманских на всей рассматриваемой территории, за исключением некоторых районов центральной части Равнинного Крыма, Керченского полуострова и Западного Причерноморья. Граница между этими отложениями в большинстве случаев устанавливается трудно из-за литологического сходства слагающих их пород и недостаточного количества определимых фаунистических остатков. Нижняя граница рассматриваемой толщи устанавливается по появлению двукилевых глоботрунканид и многочисленных питонелл [9]. Она легко отмечается также по литологическому составу и электрокаротажным диаграммам. В пределах положительных структурных элементов и на отдельных локальных поднятиях эта граница имеет обычно трансгрессивный характер. В прогибах следы перерыва, как правило, не наблюдаются.

Наиболее полные разрезы туронских — сantonских отложений известны на Тарханкутском полуострове, где суммарная мощность этих ярусов составляет 400 — 1 400 м. Сложены они здесь светлыми фарфоровидными микрозернистыми и органогенно-детритовыми известняками, часто окремненными, с включениями кремней, трещиноватыми, с многочисленными сутурами и стилолитами. Встречаются тонкие прослои и прослойки темно-серых с зеленоватым оттенком мергелей и глин. Примерно такой же разрез в районе Армянска, Чаплинки и Скадовска, только мощность пород здесь уменьшается до 160 — 70 м. Севернее и западнее наряду с известняками развит писчий мел. В центральной, юго-западной и восточной частях Равнинного Крыма и в предгорьях в толще турона — сantonна существенную роль играют глинистые известняки, увеличивается количество мергелей, местами появляются прослои песчаников, обогащенных глауконитом. Мощность этих отложений здесь составляет обычно 50 — 200 м и достигает в районе Джанкоя 300 — 350 м, а на востоке Керченского полуострова — 550 м (без учета углов падения пород).

Отложения кампанского яруса распространены наиболее широко и в ряде районов залегают трансгрессивно на более древних образованиях вплоть до аптских (районы пос. Нижнегорский, сел Новоселовское, Чапаево, Ильинка, Орловское и др.). Почти повсеместно они представлены светлыми микрозернистыми и органогенно-обломочными известняками, глинистыми известняками и мергелями с богатыми комплексами бентонных и планктонных фораминифер. Встречаются тонкие прослойки жирных на ощупь темных глин. В районах, прилегающих к Каркинитскому заливу, и на Голицынском поднятии преобладают известняки. В юго-восточном, восточном и северном направлениях количество глинистого материала постепенно увеличивается и известняки сменяются глинистыми известня-

ками и мергелями. В Западном Причерноморье наряду с этими породами встречается писчий мел, местами преобладающий в разрезе.

Мощность кампанского яруса в центральной и южной частях Равнинного Крыма, на Керченском полуострове и в Западном Причерноморье обычно не превышает 100 — 150 м, изредка достигает 200 м. В Северном Причерноморье она составляет 100 — 300 м, а в Северном Крыму и прилегающих районах Присивашья — 250 — 450 м.

Маастрихтские отложения распространены на меньшей территории, чем кампанские, причем в значительной мере это обусловлено последующим их размытием. Они выпадают из разреза в Западном Причерноморье, в северной полосе Северного Причерноморья и на значительной площади Центрального Крыма. Следует, однако, отметить, что в Крымских предгорьях и на Керченском полуострове маастрихтские отложения развиты местами шире кампанских. Так, северо-восточнее г. Старый Крым, у с. Бабенково, установлено трансгрессивное их залегание на породах альбского яруса, а на отдельных участках Керченского полуострова — на образованиях сеноманского возраста.

Переход от кампанских отложений к маастрихтским постепенный, но границу между ними все же удается наметить по заметному изменению комплексов микрофауны. Верхняя граница яруса устанавливается четко благодаря исчезновению большинства верхнемеловых видов фораминифер, особенно глоботрунканид [9].

Маастрихтские отложения представлены преимущественно известняками и мергелями с планктонными и бентонными фораминиферами. На Тарханкутском полуострове, в Северном Причерноморье, на поднятии Голицына и, вероятно, в пределах Каркинитского залива в разрезе преобладают серые и светло-серые, местами белые мелоподобные микрозернистые известняки, в нижней части обычно глинистые. Мергели встречаются в виде прослоев. В восточном и особенно юго-восточном направлениях глинистость пород увеличивается. Уже в районах сел Березовка, Воронково и г. Евпатория разрез маастрихта сложен преимущественно мергелями, как правило, слабо алевроитистыми с прослоями и пачками глинистых микрозернистых и иноцерамово-фораминиферовых известняков. В восточной части Равнинного Крыма и в Северо-Западном Приазовье породы становятся более песчанистыми, в разрезе нередко встречаются прослои песчаников и алевролитов, обычно обогащенных глауконитом. Количество последних увеличивается в сторону акватории Азовского моря. В некоторых восточных районах Крымских предгорий в основании яруса наблюдается фосфоритовый слой [9].

Мощность образований маастрихтского возраста изменяется в широких пределах. В центральной и юго-западной частях Равнинного Крыма, в предгорьях, в Северном Причерноморье и Северо-Западном Приазовье она обычно не превышает 150 — 250 м, в юго-восточных районах Крыма достигает 300 — 400 м, а в северных районах — 700 — 900 м.

Датские отложения в ряде районов рассматриваемой территории ложатся трансгрессивно на подстилающие породы маастрихтского, изредка более древнего возраста. По литологии и особенно фауне они существенно

отличаются от маастрихтских отложений, но очень близки к породам инкерманского яруса палеоцена, с которым связаны постепенным переходом, сильно затрудняющим их расчленение. В связи с этим мы сочли возможным и целесообразным рассматривать их в составе палеоценового отдела.

Учитывая характер изменения литофаций и мощностей верхнемеловых отложений в пределах юга СССР, а также геофизические материалы и немногочисленные данные бурения по акваториям, можно сделать вывод о том, что в районе Каркинитского залива и западнее, примерно до Тилигульского лимана, разрез верхнего мела сложен преимущественно известняками с подчиненными им мергелями мощностью 800 — 2500 м. В южном и западном направлениях известняки, вероятно, обогащаются глинистым и песчано-алевритовым материалом и замещаются мергелями, а в отдельных частях толщи и терригенными породами. Наряду с этим происходит уменьшение их мощности.

В пределах акватории Азовского моря прогнозируется сокращенный разрез верхнего мела, сложенный в общем более мелководными отложениями, чем в Крыму. Помимо карбонатных и глинисто-карбонатных образований здесь, очевидно, широко развиты песчаники и алевролиты, особенно в маастрихтской и сеноманской его частях. В отдельных районах центральной полосы акватории верхнемеловые отложения отсутствуют, как это установлено бурением на Электроразведочной структуре. Эти районы, вероятно, представляли собой поднятия, возвышавшиеся над уровнем моря и снабжавшие терригенным материалом прилегающие участки бассейна [32].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

В пределах рассматриваемого региона образования палеогенового возраста развиты широко и представлены тремя отделами: палеоценовым, эоценовым и олигоценовым. Последний вместе с нижним миоценом образует майкопскую серию. Породы палеогена обнажаются лишь в Предгорной и Внешней грядах Крымских гор, а на остальной территории скрыты под толщей более молодых образований.

Палеоценовые отложения имеют несколько меньшее распространение, чем верхнемеловые. Они отсутствуют в центральной части Равнинного Крыма, в районе городов Евпатория и Саки, севернее Симферополя, в центральной полосе акватории Азовского моря, а также на большей части Западного Причерноморья и Северного Приазовья.

Образования датского возраста, которые мы считаем целесообразным рассматривать в составе палеоценового отдела, тесно связаны с отложениями инкерманского яруса. И те и другие характеризуются обычно сходными комплексами микро- и макрофауны, в связи с чем в большинстве случаев их не удастся подразделить. Расчленяются они только там, где

развиты сообщества планктонных фораминифер. В первую очередь это относится к Северо-Западному Крыму и прилегающим районам акватории.

В пределах Тарханкутского полуострова и на поднятии Голицына датский ярус сложен зеленовато- или голубовато-серыми мергелями и серыми глинистыми известняками, а инкерманский — преимущественно светло-серыми органогенными, органогенно-детритовыми, микро- и мелкозернистыми известняками, прослоями глинистыми, окремненными с включениями темных кремней. Мощность этих отложений достигает соответственно 300 и 200 м. Из фаунистических остатков здесь встречаются обломки фауны беспозвоночных, фораминиферы, спикулы губок, радиолярии. Фораминиферы представлены разнообразными бентонными и плактонными формами, позволяющими сопоставлять вмещающие породы с датскими и инкерманскими отложениями западной части Горного Крыма и разновозрастными образованиями Кавказа и других районов.

Восточнее, в окрестностях сел Дозорное, Березовка, Воронки, разрез датского и инкерманского ярусов сложен глинистыми органогенно-детритовыми и тонко-микрозернистыми известняками. Встречаются прослои мергелей, песчаных известняков, изредка песчаников. Приуроченный к этим породам комплекс фораминифер имеет более мелководный характер, чем на Тарханкутском полуострове. В его состав входят преимущественно бентонные и единичные экземпляры планктонных форм. Кроме фораминифер встречаются обломки иглокожих, радиолярии, мшанки. Мощность датского яруса здесь достигает 75 м, а инкерманского — 68 м.

В восточной части Равнинного Крыма, в Присивашье, в Северо-Западном Приазовье и в южной полосе Северного Причерноморья нерасчлененные дат-инкерманские отложения представлены светло-серыми и серыми органогенно-детритовыми и мелкозернистыми, нередко глинистыми и песчано-глинистыми известняками с прослоями мергелей, местами алевролитов и песчаников. Породы изобилуют обломками иглокожих, члениками морских лилий, мшанками, остракодами, фораминиферами. Среди последних встречаются только бентонные формы. Мощность этих отложений в районе Джанкоя, Красноперекопская и Балашовки составляет 100 — 160 м, уменьшаясь в северном, восточном и южном направлениях. В Северо-Западном Приазовье и в северной части Арабатской стрелки она колеблется в пределах 0 — 35 м, на Красногвардейской площади 0 — 75 м, а в скв. 6 Нижегородская составляет 65 м.

В восточных предгорьях Крыма и на Керченском полуострове в дат-инкерманской части разреза наблюдается флишеподобное чередование аргиллитов, мергелей и известняков. Встречаются также прослои алевролитов. Породы содержат скудные комплексы фораминифер, обычно не позволяющие разделить эти ярусы. Суммарная их мощность изменяется здесь в довольно широких пределах и достигает в районе с. Булганак 550 м.

Наиболее полный разрез качинского яруса вскрыт на Тарханкутском полуострове, где сложен серыми мергелями с прослоями глин и известня-

ков с богатым комплексом фораминифер, аналогичным разновозрастному комплексу парастратотипического разреза по р. Кубани. Мощность этих отложений достигает 200 м. Залегают они без видимых следов перерыва на известняках инкерманского возраста, хотя по литологии и электрокаротажу граница между ними обычно четкая.

Восточнее, в районе г. Джанкой и с. Славянского, в юго-восточной части Равнинного Крыма и в Северном Причерноморье породы обогащаются песчано-алевритовым материалом с глауконитом, появляются прослои алевролитов. В Северо-Восточном Присивашье развиты алевролиты с прослоями песчано-алевритовых глин. Из органогенных остатков здесь встречаются преимущественно спикулы губок. Мощность качинских отложений в указанных районах сравнительно небольшая. Обычно она не превышает 30 — 40 м.

На Керченском полуострове разрез верхнего палеоцена представлен неизвестновистыми аргиллитами с комплексом агглютинированных примитивных фораминифер. Наблюдаются прослои алевролитов. Мощность яруса здесь достигает 130 м.

В Западном Причерноморье фаунистически охарактеризованные палеоценовые отложения известны только в разрезе скважины у с. Мирное. Это преимущественно мергели в нижней части песчано-алевритовые и глинистые мощностью 12,5 м.

Характер распределения литофаций палеоценового возраста на территории, окаймляющей Каркинитский залив, а также их разрез на Голицынской площади показывают, что в прилегающей части акватории Черного моря литологический состав этих отложений будет примерно таким же, как и на Тарханкутском полуострове. В северо-западном направлении ожидается постепенное увеличение роли мергелей, а в западном — мергелей, глин и песчано-алевритовых пород.

Анализ геолого-геофизических материалов по восточной части рассматриваемого региона позволяет сделать вывод о значительной литолого-фациальной изменчивости палеоценовых отложений в пределах Азовского моря. На юге ожидается развитие аргиллитов, мергелей и известняков с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В центральной полосе акватории (Среднеазовское поднятие), судя по данным сейсморазведки и материалам бурения на Электроразведочной площади, образования палеоценового возраста выпадают из разреза. В районах, окаймляющих поднятие, прогнозируется существенное увеличение роли терригенных пород, например, в Северо-Восточном Присивашье [32].

Образования эоценового возраста распространены шире, чем палеоценовые, и представлены всеми подотделами: нижним (бахчисарайский ярус), средним (симферопольский ярус) и верхним (бодракский и альминский ярусы). Залегают они обычно трансгрессивно на подстилающих породах, за исключением приосевых зон прогибов (Тарханкутский и Керченский полуострова и, вероятно, прилегающие районы акваторий).

Разрез нижнего эоцена в Северо-Западном Крыму, в районе Джанкоя, на поднятии Голицына, а также, вероятно, на акватории к востоку и югу от последнего сложен относительно глубоководными образованиями —

темно- и зеленовато-серыми известковыми глинами и глинистыми мергелями с богатым комплексом планктонных фораминифер зон *Globorotalia aequa* и *G. subbotinae*. В пределах Керченского полуострова и, очевидно, в прилегающих районах акваторий развиты известковистые аргиллиты. На остальной части рассматриваемого региона нижнеэоценовые отложения представлены более мелководными образованиями — зеленоватыми алевроитистыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов и мергелей с мелкими нуммулитами, оперкулинами и дискоциклинами. Мощность пород нижнеэоценового возраста небольшая, обычно не превышает 30 — 50 м. Несколько увеличивается она на Тарханкутском полуострове и в прилегающих к нему с запада и севера районах акватории Черного моря и достигает 100 — 150 м.

Среднеэоценовые отложения распространены несколько шире нижнеэоценовых и залегают в ряде районов трансгрессивно на более древних породах, вплоть до нижнемеловых. В северной и северо-западной частях Равнинного Крыма и на поднятии Голицына они представлены мергелями и глинистыми микрозернистыми, реже органогенно-детритовыми известняками с бентонными и планктонными фораминиферами. Южнее, на склонах и погружениях Новосельского и Симферопольского поднятий, в районе г. Саки и в предгорьях развиты органогенно-обломочные, нередко песчанистые известняки и мергели, обогащенные глауконитом и содержащие многочисленные нуммулиты и мелкие бентонные фораминиферы. В Северном и Западном Причерноморье наряду с органогенно-обломочными известняками и мергелями часто встречаются песчаники и алевролиты, приуроченные обычно к нижней части разреза. На Керченском полуострове распространены глины с прослоями песчаников, мергелей и известняков. Мощность образований среднеэоценового возраста чаще всего составляет 30 — 100 м. Существенно увеличивается она на Тарханкутском полуострове и в прилегающих районах шельфа, где достигает 300 — 400 м.

Верхнеэоценовые отложения имеют примерно такое же распространение, как и среднеэоценовые, на которых залегают они обычно согласно. Почти повсеместно они представлены светлыми, часто мелоподобными мергелями, местами переходящими в известковистые глины. Встречаются прослои известняков. На Керченском полуострове, в Восточном Присивашье, Северном и Западном Причерноморье значительную роль играют также песчано-алевритовые породы. Мощность образований верхнего эоцена изменяется в широких пределах и достигает на Тарханкутском полуострове 500 м, а на поднятии Голицына 700 м.

Олигоценовые и нижнемиоценовые отложения (майкопская серия) распространены очень широко. Отсутствуют они только в Горном Крыму, в центральной части Равнинного Крыма (Новоселовское поднятие) и в юго-западных районах Одесской области. В Крыму майкоп подразделяется на три части, в каждой из которых выделяется по два горизонта: планорбелловый и остракодовый, ниже- и верхнекерлеутский, батисифоновый и королевский. Согласно унифицированной схеме олигоцена, предложенной палеогеновой комиссией в мае 1964 г., первые три горизонта относятся к запорожскому, а верхнекерлеутский — к асканийскому

ярусам соответственно нижнего и верхнего олигоцена. Батисифоновый и королевский горизонты принято датировать нижним миоценом.

Наиболее полные разрезы майкопской серии известны на Керченском полуострове, в юго-восточных и северных районах Равнинного Крыма, где эти отложения залегают обычно согласно на породах верхнего эоцена. Следует, однако, отметить, что и здесь литологическая граница между ними, как правило, четкая [9, 35]. В Западном и Северном Причерноморье, а также в предгорном и местами Центральном Крыму майкопские отложения залегают трансгрессивно на разных частях более древних пород.

Почти повсеместно разрез майкопской серии сложен серыми и темно-серыми преимущественно известковистыми и слабоизвестковистыми глинами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песков (песчаников). Существенную роль играют эти прослои в восточной части Равнинного Крыма, Присивашье, Северном и Западном Причерноморье. Мощность майкопской серии изменяется в широких пределах и достигает в Северо-Западном Крыму и на поднятии Голицына 900 — 1100 м, а на Керченском полуострове 3 — 4 км [9, 35].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения покрывают сплошным чехлом рассматриваемую территорию. Обнажаются они во многих районах Равнинного Крыма, Северного и Западного Причерноморья, в связи с чем изучены достаточно хорошо и описаны в многочисленной литературе. В их составе наряду с породами нижнего миоцена, которые были описаны выше в качестве верхней части майкопской серии, выделяются средне- и верхнемиоценовые, а также три подотдела плиоценовых образований.

Среднемиоценовые отложения распространены в Крыму, Северном Причерноморье и Приазовье и на акваториях Черного и Азовского морей, где представлены породами второго средиземноморского (тортонского) яруса, залегающими на размывтой поверхности более древних образований, вплоть до триасовых. Согласно налеганию образований среднего миоцена известно лишь на востоке Керченского полуострова. Здесь глины тарханского горизонта без перерыва сменяют майкопские. Такой же постепенный переход можно ожидать и в прилегающих районах Азовского моря.

На большей части рассматриваемого региона разрез среднего миоцена сложен в общем мелководными отложениями небольшой мощности (обычно 50 — 60 м). Это ракушечные и оолитовые известняки, мергели, в разной степени известковистые и песчанистые глины, песчаники и пески. Только в юго-восточных районах Крыма и в южной части акватории Азовского моря развиты преимущественно глины с подчиненными прослоями песчаников и известняков. Их мощность достигает здесь 750 м.

Верхнемиоценовый подотдел представлен сарматским и мзотическим ярусами. Образования сарматского возраста развиты почти повсеместно. В их составе выделяются три подъяруса.

Нижнесарматские отложения в пределах Крыма, акватории Азовского моря, Северо-Восточного Причерноморья и прилегающей части шельфа

Черного моря представлены темными вязкими слоистыми глинами с тонкими прослоями детритовых известняков, местами песчаников; в полосе между Херсоном и Одессой — глинами и известняками, а еще западнее — мелкозернистыми, реже детритовыми, ракушечными и оолитовыми известняками с прослоями мергелей. В Северном Приазовье развиты глины, пески и песчаники.

Разрез среднего и верхнего сармата на большей части Северо-Восточного Причерноморья и Равнинного Крыма представлен преимущественно ракушечными, оолитовыми и микрозернистыми известняками. В юго-восточных районах последнего наряду с известняками широко развиты глины, а еще восточнее, на Керченском полуострове и в южной полосе Азовского моря — глины с прослоями мергелей и с рифами, окаймляющими отдельные поднятия [10]. В полосе Северного Причерноморья между Херсоном и Одессой прослеживаются известняки, мергели, глины, пески и песчаники. В юго-западной части Одесской области среднесарматские отложения представлены известняками с прослоями мергелей, глин и песков, а верхнесарматские — преимущественно песчано-глинистыми образованиями. В Припутье преобладают глины, встречаются прослои мергелей, известняков, песков и песчаников.

Мощность пород сарматского яруса обычно составляет 100 — 200 м и достигает в Припутье 500 — 550 м, а на Керченском полуострове 600 — 800 м.

Мэотические отложения распространены на меньшей территории, чем сарматские, и залегают на них обычно трансгрессивно. Наиболее полный разрез морских образований мэотического возраста известен в юго-восточной части Крыма, где их мощность достигает 100 — 110 м. Представлены они здесь известковистыми глинами и известняками с редкими прослоями песчаников или песков. В отдельных районах Керченского полуострова встречаются мшанковые рифы мощностью до 110 м [10]. На остальной территории Равнинного Крыма, в Северном Причерноморье и на прилегающем шельфе развиты ракушечные, оолитовые и микрозернистые известняки мощностью 10 — 60 м, а в Одесской области и в южной части МССР — речные, дельтовые и морские песчано-глинистые осадки мощностью до 200 м.

Породы нижнего плиоцена — понтического яруса имеют несколько меньшее распространение, чем мэотические, и залегают на них со следами перерыва. Они отсутствуют на большей части Керченского полуострова и в Северном Приазовье. На остальной территории, за исключением Западного Причерноморья, понтические отложения представлены преимущественно ракушечными и оолитовыми известняками незначительной мощности (редко более 10 м). В районе Одессы и Днестровского лимана наряду с известняками широко развиты глины, а еще западнее прослеживаются морские и континентальные песчано-глинистые отложения мощностью до 100 м. На севере и востоке Керченского полуострова разрез понта сложен рыхлыми ракушечными известняками, песками, глинами и мергелями мощностью до 80 м.

Морские образования среднего и верхнего плиоцена (киммерийский, куяльницкий, акчагыльский и гурийский ярусы) имеют ограниченное

распространение. Отложения первых двух ярусов известны в Скадовском и Голопристанском районах, в Северо-Западном Приазовье, Присивашье, на Керченском полуострове и в пределах акваторий Черного и Азовского морей. Они залегают трансгрессивно на породах понтического, реже мэотического (о-в Бирючий) и среднесарматского (район Молочного лимана и восточнее) возраста. Их разрез сложен глинами, песками, песчаниками, местами железистыми мощностью обычно до 80 — 90 м, а в восточной части Керченского полуострова до 200 м. Образования акчагыльского и гурийского возраста известны в северо-западной части Керченского полуострова, где представлены глинами мощностью 15 — 20 м. Более широко они развиты, очевидно, в пределах акваторий.

Вне площади распространения морских отложений на размытой поверхности понтических известняков или более древних пород залегают мало-мощные красно-бурые, желто-бурые и кирпично-красные континентальные глины, суглинки и пески, которые перекрываются четвертичными образованиями. Их возраст определяется как средний — верхний плиоцен.

В самой юго-западной части рассматриваемой территории, в узкой полосе вдоль р. Дуная, прослеживаются породы дакийского яруса и левантинские слои — серые и желтовато-серые пески с прослоями глин.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах рассматриваемой суши четвертичные отложения представлены преимущественно континентальными образованиями аккумулятивных низменных, местами аллювиальных равнин — бурыми, желтовато-бурыми, красно-бурыми и сероцветными глинами, суглинками, лёссом, реже песками, иногда песчаниками. Морские осадки в пределах суши известны только в Присивашье и в Голопристанском районе. Это главным образом прибрежные песчаные фации. Более широко они развиты на акватории. Мощность четвертичных отложений небольшая — обычно не превышает 50 м.

ТЕКТОНИКА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ФУНДАМЕНТА

ЮЖНАЯ ГРАНИЦА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

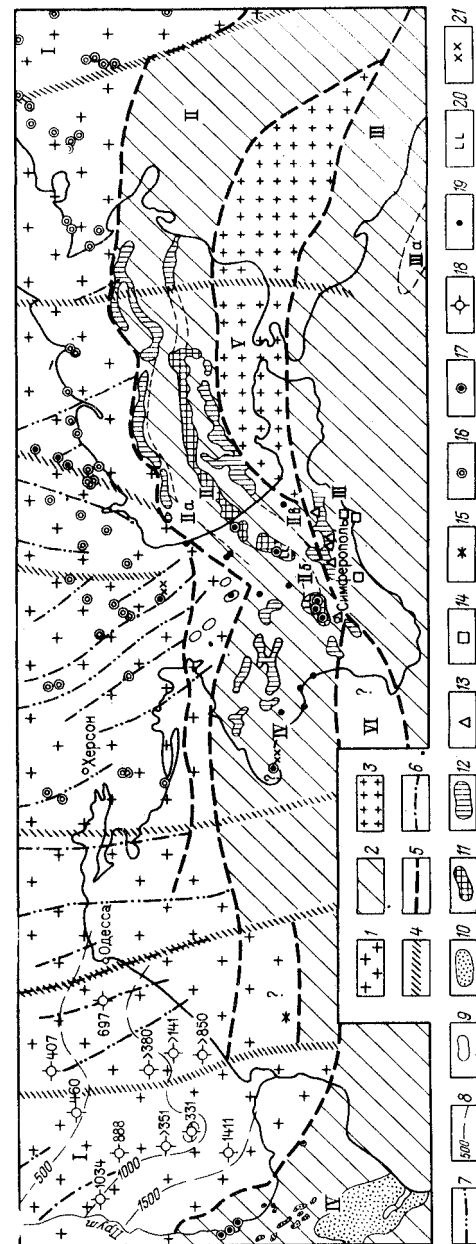
Рассматриваемый регион охватывает в основном западную часть Скифской плиты и прилегающую к ней с севера полосу южной окраины Восточно-Европейской платформы.

Шовная зона сочленения двух элементов в грубом приближении имеет субширотное простирание. Однако более детальный анализ позволяет говорить о ее зигзагообразном, участками дугообразном характере, как это предполагали Н. С. Шатский и некоторые другие исследователи [44, 63, 64]. В настоящее время представляется возможным наметить только основные, наиболее крупные изгибы этой границы. Изучение их имеет большое значение, так как помогает познать некоторые особенности строения и истории развития прилегающих районов Скифской плиты (рис. 6).

В условиях слабой изученности зоны сочленения древней и молодой платформ бурением наиболее представительный материал для трассирования рассматриваемой границы дают результаты гравиметрических и особенно магнитометрических работ.

Магнитное поле южного склона Украинского массива характеризуется высокой напряженностью и отчетливо выраженными аномалиями субмеридионального, местами северо-западного простирания. Для Скифской плиты свойственны в общем субширотные и мозаичные аномалии, причем обычно гораздо меньшей интенсивности. Смена простираний магнитных (а также гравитационных) аномалий, отражающая послекарельскую перестройку тектонического плана, по мнению многих исследователей [10, 54, 63], является вполне надежным критерием трассирования границы рассматриваемых тектонических структур. Это подтверждается материалами КМПВ и ГСЗ, к сожалению, пока немногочисленными. Важно отметить, что прослеженная таким путем граница представляет собой прежде всего северную границу распространения байкалитид и в меньшей мере более поздних складчатых зон, образование которых не сопровождалось такой интенсивной перестройкой тектонического плана, как в позднепротерозойское время [4, 12, 63].

В самой восточной части рассматриваемой области распространение байкальского складчатого комплекса контролируется крупным разломом северо-северо-западного простирания, ограничивающим с юго-запада Ростовский выступ дорифейского основания. Примерно в районе станции Сердюковской северная граница байкалитид довольно резко меняет направление на субширотное, прослеживаясь в южной части Ейского полуострова и далее к западу.



Следует отметить, что многими исследователями южная граница Восточно-Европейской платформы проводится здесь несколько севернее, причем на участке, расположенном восточнее Ейского полуострова, намечаются один или два резких поворота границы, сопровождающихся дизъюнктивными нарушениями [10, 53]. Это связано, по-видимому, с проявлениями более поздних герцинских и киммерийских тектоно-магматических процессов, охвативших не только байкальскую складчатую систему, но и прилегающие к ней участки древней платформы. Примерами могут служить киммериды, установленные восточнее Ейского полуострова (район внутреннего угла кратона), герцинский складчатый комплекс в самой южной части Ростовского выступа и гранитные интрузии палеозойского возраста, прорывающие дорифейские образования в более северных его районах, лишенных палеозойских пород, возможно, в результате их размыва.

В пределах акватории Азовского моря южная граница древней платформы проводится либо вдоль северного борта Североазовского прогиба [12, 18, 54, 58], либо несколько южнее по Главному Азовскому нарушению или вблизи него [10, 33, 52, 53]. К нему приурочена зона больших градиентов силы тяжести, с которой связано изменение характера магнитного и гравитационного полей. Интенсивные субмеридиональные магнитные аномалии, свойственные южной окраине Восточно-Европейской платформы, прослеживаются вплоть до самого разлома, где сменяются слабо выраженными аномалиями, группирующимися в широкую полосу субширотного простирания [9]. Четкой субширотной зональностью обладает здесь и гравитационное поле. Немаловажным является и тот факт, что простирание локальных структур Азовского вала, прослеженных в низах осадочного чехла и, судя по остаточным аномалиям силы тяжести, отраженных в складчатом основании, почти точно повторяет все изгибы рассматриваемого разлома. Это еще раз указывает на его шовный характер и позволяет говорить об "обтекании" байкальскими структурами изгибов края древней платформы.

Принимая Главный Азовский разлом в качестве северной границы Скифской плиты в акватории Азовского моря, мы не исключаем возможности "выплескивания" геосинклинальных формаций отдельных комплексов (возможно, герцинского и киммерийского) на край древней платформы. Однако, судя по магнитному полю, их мощность является здесь небольшой, а переработка окраинной зоны кратона незначительной. Это свидетельствует о том, что байкальский складчатый комплекс, вероятно, не распространялся севернее Главного Азовского нарушения.

В северо-восточной части Равнинного Крыма южная граница Восточно-Европейской платформы проводится нами вслед за В. С. Поповичем и Л. А. Ступак [40] несколько южнее, чем она намечалась ранее другими исследователями [9, 52, 54]. При этом в районе о-ва Бирючий допускается существование внутреннего угла древней платформы (здесь субширотное простирание шовной зоны довольно резко меняется на юго-западное), а несколько южнее г. Джанкой, еще более резко выраженного внешнего угла, где эта граница приобретает западное — северо-западное простирание и прослеживается в направлении с. Раздольное.

Распространение значительно дислоцированных осадочных и магматических образований предположительно палеозойского и триас-юрского возраста севернее намеченной на этом участке границы разновозрастных платформ [52, 53] в данном случае не является противоречием, так как их мощность здесь, очевидно, небольшая. Об этом свидетельствует четкое "просвечивание" дорифейских структур, нашедшее отражение в магнитном поле [9], а также в северо-западном и субширотном простираниях складок в толщах триас-юрских, меловых и даже палеогеновых пород.

Это позволяет нам рассматривать северо-восточную часть Равнинного Крыма и прилегающие районы Присивашья как значительно опущенную окраину Восточно-Европейской платформы, лишь слегка затронутую байкальскими и более герцинскими и киммерийскими тектоно-магматическими процессами. Первые проявились в виде дробления кристаллического основания, местами внедрения гранитоидов, примером которых является интрузия позднепротерозойских щелочных гранитов и мигматитов (абсолютный возраст 600 — 620 млн. лет), вскрытых под нижнемеловыми отложениями в Северном Присивашье скв. 9 (39 Аверьяновская). Отдельные участки этого района уже тогда были, вероятно, вовлечены в прогибание. Более сильные опускания наблюдались в палеозое и раннем мезозое, в результате чего здесь накопились такие же отложения, как и в прилегающей геосинклинальной зоне. Их дислоцированность связана преимущественно с блоковыми подвижками в зоне краевых разломов, о чем свидетельствует сильное проявление здесь контактного метаморфизма пород, тогда как региональный метаморфизм сказался очень слабо [18].

Намеченный внешний угол древней платформы, именуемый нами Джанкойским, объясняет установленное в районах, расположенных южнее суши и акватории Азовского моря, северо-восточное простирание байкальских структур [38, 52], в общем не характерное для байкалит Юга СССР [4, 63].

Далее к западу, в пределах Каркинитского залива, южная граница Восточно-Европейской платформы проводится нами, как и многими другими исследователями, в субширотном направлении севернее Бакальской косы и поднятия Голицына. Другие варианты, в частности трассирование этой границы вдоль северного берега Тарханкутского полуострова [12, 44, 58] или еще южнее [36], представляются менее обоснованными. В них упущено из вида простирание развитых здесь структур и тем самым не учтено положение Н. С. Шатского [64] о взаимосвязи и взаимообусловленности строения окраинных зон молодой платформы и конфигурации края прилегающего кратона¹.

¹ В последнее время на поднятии Голицына и в пределах Бакальской косы под меловыми отложениями вскрыты кристаллические сланцы, которые, по мнению А. А. Савицкой и В. Г. Бондаренко, могут быть отнесены условно к байкальскому структурному комплексу. Таким образом, трассирование на этом участке южной границы Восточно-Европейской платформы севернее Бакальской косы и поднятия Голицына подтверждено бурением.

Наиболее дискуссионным является трассирование южной границы Восточно-Европейской платформы на западном участке рассматриваемой территории, где породы складчатого основания глубоко погружены и перекрыты мощной толщей верхнепротерозойских — юрских отложений, препятствующей изучению фундамента.

По нашему мнению, полученные в последние годы данные лучше всего увязываются с представлениями тех исследователей, которые проводят эту границу по крупной зоне разломов, прослеживающейся вдоль северо-западного края Нижнепрутского вала, а далее к юго-востоку по Георгиевскому гирлу Дуная. На это указывают вскрытые под платформенными отложениями валдайской серии в скв. 3 Ореховская (интервал глубин 2822 — 2920 м) и в скв. 4 Суворовская (интервал глубин 3333 — 3438 м) мигматиты и разгнейсированные и катаклазированные плагиограниты, возраст которых определяется условно как дорифейский. Кроме того, в ряде других пунктов юга междуречья Прут — Днестр были установлены нижнедевонские, силурийские и валдайские отложения, близкие к такому юго-западной окраины Украинского массива. В последнее время такие же породы нижнедевонского и силурийского возраста вскрыты скважиной на о-ве Змеином [28].

Следует, однако, отметить, что эти факты не являются достаточно убедительными и могут быть интерпретированы по-иному. Так, А. В. Хижняков, развивающий взгляды Э. И. Сафарова [11, 45] и Д. Е. Шлезингера [67] о байкальском фундаменте Предобруджского прогиба, рассматривает широко распространенные здесь отложения валдайской серии в качестве чехла раннебайкальского складчатого основания, к которому относят упомянутые выше мигматиты и измененные плагиограниты [61]. Однако эта трактовка вопроса, по нашему мнению, плохо увязывается с историей развития прилегающей части Украинского массива.

Характер изменения мощностей и фаций отложений валдайской серии показывает, что край древней платформы в позднебайкальское время был захвачен широкой зоной перикратонных опусканий. Формирование последней предполагает близкое расположение геосинклинали, в тесной связи с заложением которой и находилось прогибание прилегающей части кратона. Следов более ранних, довалдайских перикратонных опусканий здесь не отмечено. Это свидетельствует о том, что раннебайкальская геосинклиналь располагалась южнее позднебайкальской или в тех же пределах, но испытывала меньшие прогибания, слабо отразившиеся в прилегающей зоне древней платформы. Следовательно, есть основания говорить не о наращивании кратона за счет раннебайкальской складчатой зоны, а наоборот, об усилении регенерации его краевой зоны в позднебайкальское время. Герцинский и киммерийский циклы тектогенеза характеризуются дальнейшим развитием этого процесса, на что указывают распространение соответствующих складчатых комплексов в Северной Добрудже и особенности развития пермо-триасового и средне-верхнеюрского краевых прогибов на юге междуречья Прут — Днестр [8, 36, 37, 44, 46].

Рассматриваемая нами часть Восточно-Европейской платформы охватывает южный склон Украинского кристаллического массива (УКМ) и сложную построенную краевую систему [36], образовавшуюся в зоне сочленения древней платформы и ее геосинклинального обрамления.

Гетерогенность тектоники УКМ, обусловленная длительной (1,5 — 2,0 млрд. лет) и сложной историей его формирования, охватывающей несколько тектоно-магматических циклов, определяет неоднородность геофизических полей в пределах его южного склона. Н. П. Семенов (1958 — 1964 гг.) считал, что северо-западные тектонические линии характеризуют архейские (бугско-подольские) формации, субмеридиональные — раннепротерозойские (криворожские), а субширотные — связаны с формациями позднего докембрия. В последние годы линейность простираения архейд ставится под сомнение. Однако следует отметить, что архейские образования юго-западного склона УКМ — тетерово-бугская и бугско-днестровская серии гнейсов, — характеризуются северо-западным простираением.

Закономерности тектоники, изученные в обнаженной части УКМ, можно распространить и на его южный склон. Древнейшую основу тектонической зональности фундамента и здесь составляют глубинные разломы и связанные с ними карельские мобильные зоны (троги, швы) субмеридионального простираения, в отличие от которых посткарельские субширотные разломные дислокации отразились преимущественно на рельефе его поверхности. Отчетливо субмеридиональная ориентация древних тектонических линий фиксируется в центральной части южного склона, тогда как в западных районах преобладают северо-западные направления. К настоящему времени геофизическими методами и бурением прослежены Фрунзовско-Арцизский, Брусилово-Одесский, Кировоградско-Николаевский и другие субмеридиональные тектонические швы [43, 63]. Они продолжают на юге за пределы древней платформы.

Трансформный характер этих швов определяет их важное значение в тектонической эволюции структур посткарельских тектонических циклов. С ними связаны полосовые гравимагнитные аномалии и эпицентры землетрясений.

Субширотные разломы отражаются на характере геофизических полей не так ощутимо, однако вызывают значительные смещения поверхности фундамента, в частности его ступенчатое погружение к югу. Наибольшими амплитудами (до 500 — 800 м и более) характеризуются сбросы, осложняющие борты прилегающих к УКМ с юга Предобруджского и Каркинитско-Северо-Крымского прогибов. Глубины залегания фундамента в краевой части южного склона УКМ изменяются в пределах 1000 — 3000 м.

В Западном Причерноморье фундамент погружается в юго-западном и южном направлениях и северо-западное простираение склона УКМ сменяется широтным. Смена простираений происходит по зоне Фрунзовско-Арцизского шва. Погружение склона неравномерно, осложненное

террасовидными уступами, флексурными ступенями, выступами и мульдами. Широкий структурный уступ прослеживается от Унген до Николаева, разделяя северную зону пологого и южную зону крутого погружений фундамента [37]. В его пределах по геолого-геофизическим данным прослеживается несколько локальных поднятий в рельефе фундамента (Кайнарское, Васинское, Капланское и др.).

В Северном Причерноморье склон УКМ характеризуется субширотным простиранием. Его наклон к югу и здесь осложнен разнопорядковыми структурными элементами и дизъюнктивными нарушениями. Важнейшими из них являются Раснопольский, Каховско-Новомаячкинский, Балашовский, Приазовский выступы, Геническая, Утлюкская и другие депрессии.

Простирание этих структур обычно субмеридиональное, т. е. поперечное простирание склона, иногда северо-западное и северо-восточное. Их образование обусловлено эрозионно-тектоническими факторами.

Наиболее сложным является строение самой южной полосы рассматриваемой части Восточно-Европейской платформы, непосредственно примыкающей к Скифской плите. Здесь расположена зона грабенообразных прогибов, разделенных поперечными поднятиями и осложненных положительными и отрицательными структурами более высоких порядков.

СКИФСКАЯ ПЛИТА

Фундамент рассматриваемой части Скифской плиты гетерогенный. В его строении принимают участие четыре структурных комплекса: раннебайкальский, позднебайкальский, герцинский и киммерийский. Два первых комплекса изучены пока очень слабо, в связи с чем рассматриваются нами совместно.

Байкальские структурные комплексы. Фактический материал, на котором основано проследивание байкальских складчатых структур, изложен в работах ряда исследователей [16, 30, 38, 52].

В Западном Причерноморье породы верхнепротерозойского — кембрийского возраста, представленные преимущественно песчано-глинистыми образованиями, метаморфизованными до зеленосланцевой, реже амфиболитовой фаций, обнажаются в пределах Центральной Добруджи, а также на отдельных участках зон Мэчин и Тулча Северной Добруджи и на левом берегу Дуная в междуречье Прут — Днестр у с. Орловка [30, 34, 67]. Кроме того, северо-западнее с. Орловка аналогичные сланцы были вскрыты скважинами в районе г. Рени (скв. 97) и сел Слободзея-Маре (скв. 73), Валены (скв. 1 и 2) [3]. Эти образования повсеместно сильно дислоцированы, однако характеризуются ограниченным развитием магматических пород, что указывает на миогеосинклинальные условия их формирования [48].

Северо-западное погребенное продолжение байкалит Добруджи прослежено скважинами на территории Румынии вплоть до г. Бакэу [16, 37]. О восточном их погружении можно пока судить лишь по наличию

метаморфических пород в терригенном материале нижедевонских отложений о-ва Змеиный. Эти метаморфические породы представлены здесь непрерывным рядом от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Резкое преобладание в составе терригенного материала слабо измененных, не свойственных Добрудже осадочных пород над метаморфическими и преимущественно псаммитовый размер обломков последних свидетельствуют о том, что в пределах области размыва породы байкальского складчатого комплекса обнажились на достаточно удаленных от острова участки.

На территории Равнинного Крыма зеленые сланцы, относящиеся по аналогии с подобными образованиями Добруджи и Кавказа к позднему протерозою — раннему палеозою, вскрыты скважинами под нижнемеловыми отложениями в районах поселков Нижнегорский и Зуя, а также в устье р. Салгир. Они рассматриваются в качестве эвгеосинклинальных образований байкальского цикла тектогенеза [38, 39, 52, 63].

Степень дислоцированности зеленых сланцев разная. В районе Зуи она характеризуется углами падения пород $5 - 15^\circ$, а в двух других пунктах — $45 - 80^\circ$. Максимальная вскрытая их мощность составляет 430 м. Контакты с подстилающими и перекрывающими породами складчатого основания пока не выяснены. Скорее всего рассматриваемые образования перекрываются аспидными сланцами условно средне-верхнепалеозойского возраста, поля развития которых прилегают к участкам выходов зеленых сланцев на домеловую поверхность. Последние пространственно очень тесно связаны с полосой интенсивных аномалий остаточного гравитационного поля, на что впервые обратил внимание Л. Г. Плахотный [38], интерпретируя эту полосу и прослеживающиеся юго-восточнее цепочки подобных аномалий как зоны байкальских структур северо-восточного простирания.

Следует отметить, что восточнее и, вероятно, западнее рассмотренного Л. Г. Плахотным района простирание аномалий остаточного гравитационного поля меняется на субширотное.

К центральной цепочке аномалий, в отдельных звеньях которой установлены образования байкальского комплекса, приурочена Зуйско-Усть-Салгирская зона раннемеловых поднятий, унаследованных от крупной положительной структуры фундамента. Последняя рассматривается как антиклинорий байкальской и более поздних складчатых систем.

В пределах аномалий, расположенных севернее и южнее Зуйско-Усть-Салгирского антиклинория, породы байкальского комплекса пока не вскрыты. Однако ряд косвенных данных указывает на то, что эти аномалии, вероятно, обусловлены зонами поднятий фундамента, в отдельных частях которых на домеловую поверхность выходят породы байкальского комплекса. О развитии последних в юго-восточной части Равнинного Крыма и в предгорьях свидетельствуют крупные глыбы и гальки зеленых сланцев в неокотских и юрских конгломератах южнее г. Белогорск, в районе сел Тополевка, Богатое, северо-восточнее г. Старый Крым и в некоторых других пунктах [38, 52, 63].

На наличие предполагаемой нами северной зоны байкальской складчатости указывают значительное количество обломков гранитоидов и кристаллических сланцев верхнепротерозойского (?) возраста, наблюдающееся в нижнемеловых песчаниках на Славянской, Вишняковской, Красногвардейской и Стрелковой площадях [29], а также проявления рифейского магматизма в прилегающей полосе Восточно-Европейской платформы (граниты скв. 9 Аверьяновская). Эту тектоническую зону предлагаем именовать Славянско-Среднеазовской.

Обломки пород условно рифейского — раннепалеозойского возраста отмечены также в нижнемеловых песчаниках района с. Крыловка и городов Саки и Евпатория (скв. 2, 9, 10 и 12). Они были принесены в основном с запада, со стороны Каламитского поднятия [29], хотя не исключено, что и на отдельных участках центральных и северо-западных районов Равнинного Крыма в это время обнажались породы байкальского складчатого комплекса. Возможно, к ним следует отнести измененные плагиограниты, вскрытые скв. 4 на Меловой структуре. Все же на подавляющей площади этих районов образования рифейского — раннепалеозойского возраста опущены на значительную глубину и перекрыты мощной толщей более молодых пород. С этим, вероятно, и связано отсутствие в остаточном гравитационном поле рассматриваемой территории четких линейных аномалий, хорошо прослеживающихся в более восточных районах полуострова и особенно на акватории Азовского моря.

В восточном направлении рассмотренные зоны байкалид трассируются через районы Каневско-Березанского вала и прилегающей к нему с юга Тимашевской ступени на Адыгейский выступ [65]. Последний представляет собой северо-западное окончание Северо-Кавказского краевого массива, в пределах которого широко распространены верхнепротерозойские и нижнекембрийские метаморфические толщи, прорванные верхнепалеозойскими гранитоидами.

Таким образом, имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет говорить о широком развитии байкальских складчатых структур вдоль всего южного края Украинского массива.

Кроме того, есть основания выделять байкалиды и южнее Крымского полуострова. Об этом свидетельствуют находки галек и валунов рифейских гранитов среди верхнеюрских конгломератов на горах Демерджи и Чатырдаг близ Алушты, Туклук-Сыр около Судака и на мысу Меганом, которые, по мнению большинства исследователей, были принесены с южной суши [52, 63, 71].

Исходя из вышеизложенных материалов, в самой восточной части рассматриваемой области в составе байкальских складчатых структур нами выделяются Среднекрымско-Предкавказская и Южно-Крымско-Кавказская складчатые системы, разделенные Нижнекубанским срединным массивом дорифейской консолидации. Последний охватывает почти всю площадь Индоло-Кубанского прогиба (см. рис. 6). Наличие этой древней глыбы предполагалось И. С. Бродом в 1958 г. на основании материалов гравиметрической работы. Позже подобная точка зрения, подкрепленная результатами сейсморазведки, нашла отражение в работах

некоторых других исследователей [10, 65]. В. Е. Хаин рассматривает Нижнекубанский, или Краснодарский, срединный массив в составе протяженной полосы древних (не затронутых более поздней регенерацией) глыб, прослеживающейся далеко к востоку вплоть до Средней Азии [10].

В составе Среднекрымско-Предкавказской складчатой системы выделяются Славянско-Среднеазовская складчатая зона, Зуйско-Усть-Салгирский антиклинорий и Шубинско-Южно-Азовская зона. Южно-Крымско-Кавказская складчатая система изучена очень слабо. В пределах рассматриваемой нами области к ней относятся зона Горного Крыма и прилегающая с юга полоса акватории Черного моря.

На участке, примерно ограниченном меридианами городов Старый Крым и Симферополь, намечаются сужение и "слияние" указанных складчатых систем, обусловленные, вероятно, некоторым поперечным поднятием. Следует отметить, что в этом районе, судя по результатам бурения на Зуйской площади, породы байкальского складчатого комплекса характеризуются сравнительно невысокой степенью дислоцированности. Здесь углы падения зеленых сланцев изменяются в пределах $5-15^\circ$.

Изменение простирания структур фундамента с западного — северо-западного в центральной части Равнинного Крыма на широтное в районе Тарханкутского полуострова и противоположный изгиб Крымского складчатого сооружения в западной его половине позволяют нам допустить существование еще одной древней Западно-Альминской глыбы, располагавшейся в районе Каламитского залива и прилегающей к нему с востока части Крыма. Как и Нижнекубанский срединный массив, эта глыба была, вероятно, сильно переработана более поздними тектономагматическими процессами.

Наиболее изучены байкальские структуры Добруджи, расположенные на западном продолжении крымских зон байкальской складчатости. Здесь выделяются два структурных комплекса, соотношения между которыми пока неясны. Первый из них, сформировавшийся, вероятно, в течение раннебайкальского цикла тектогенеза, представлен кристаллическими сланцами, развитыми как в Центральной, так и в Северной Добрудже, правда, на ограниченной площади. Они залегают, по-видимому, в ядрах антиклинальных структур или в виде узких приподнятых блоков северо-западного простирания.

Второй комплекс пород, соответствующий позднебайкальскому циклу тектогенеза, развит гораздо шире. Он представлен "серией зеленых сланцев", смятых в узкие, обычно опрокинутые к северо-востоку складки северо-западного простирания. В пределах Центральной Добруджи выделяют четыре антиклинальные и четыре синклиналильные зоны. Отдельные из них вблизи побережья Черного моря меняют свое направление на широтное и даже восточное — северо-восточное. Вдоль взброса Печеняга — Камена, отделяющего Центральную Добруджу от Северной, зеленые сланцы вместе с кристаллическими сланцами района Баштунар — Камена надвинуты к северу на палеозойские и триасовые, местами юрские отложения синклинали Кыржеларь — Камена на протяжении около 30 км.

Следовательно, смещения по этому древнему взбросу происходили в течение новокиммерийского орогенеза. Примерно в 40 км южнее тектонической линии Печеняга — Камена выделен второй крупный разлом Овидиу — Капидава [34].

Герцинский структурный комплекс в крымской части рассматриваемой нами области представлен сильнодислоцированными (углы падения изменяются от 10 до 80°) девонскими — пермскими отложениями, отличающимися от более древних зеленых сланцев низшей степенью метаморфизма и меньшей плотностью [39, 51, 52]. В их разрезе выделяются (снизу вверх): толща аспидных сланцев, сложенная темно-серыми, почти черными углисто-серицито-кварцево-мусковитовыми и стальными-серыми слюдясто-кварцевыми сланцами мощностью свыше 1200 м; флишеидная толща из тонких переслаивающихся серых мелкозернистых известняков и более темных слюдясто-карбонатно-углистых сланцев мощностью порядка 900 м и толща более разнообразного литолого-фациального состава с преобладанием песчаников и алевролитов (нижняя молаеса). Интрузивные и эффузивные породы имеют ограниченное развитие.

Близкие по составу и степени вторичных изменений породы были вскрыты Выселковской, Песчанокоспской, Ясенской и Новоминской параметрическими скважинами, а также скв. 5 Бейсугская.

Состав обломков пород в нижнемеловых песчаниках и верхнеюрских конгломератах показывает, что они широко развиты и на акватории Черного моря, в том числе южнее Крымского полуострова [39, 52]. Все это не позволяет нам согласиться с мнением тех исследователей, которые отрицают наличие герцинид под триас-юрскими отложениями Горного Крыма [63]. Геосинклинальные условия в восточной его половине, несомненно, существовали.

По данным бурения и геофизических работ в восточной части области герцинид выделяются две складчатые системы. В первой из них, Средне-крымско-Предкавказской, прослеживается несколько зон поднятий, унаследованных от байкальского цикла тектогенеза. На востоке Равнинного Крыма они имеют северо-восточное простирание, а в центральной части — западное — северо-западное. Далее к западу оно постепенно сменяется на широтное, господствующее на Тарханкутском полуострове. Еще западнее, уже в пределах акватории Черного моря, тектоническая зональность герцинид приобретает западную — юго-западную ориентировку.

В Западном Причерноморье герцинский складчатый комплекс слагает массив Северной Добруджи — горы Мэчин, фундамент киммерийского горного комплекса в зоне Тулча и северо-восточный погребенный склон этого горного сооружения на территории СССР, ограничиваемый Кагульско-Измайльским тектоническим швом.

В зоне Мэчин герцинский комплекс представлен серицитовыми и графитистыми сланцами, известняками и доломитами с прослоями кварцитов и диабазов общей мощностью 1500 — 2000 м, относимыми к верхнему силуру — нижнему девону, и красноцветными конгломератами, полимиктовыми песчаниками и туфами мощностью около 1500 м ("слои карапелит"), возраст которых считается раннекаменноугольным или пермо-кар-

боновым [30, 73]. С позиций данных о развитии предгорного прогиба герцинид вторая датировка представляется более правильной.

Кроме осадочных пород в состав комплекса входят магматические образования. Как подтвердилось в последние годы [30], некоторые из них — гранитоиды типа батолита Гречи — докарбоновые, поскольку в виде галек участвуют в составе "слоев карапелит", а другие — щелочные граниты и порфиры — более молодые, так как они прорывают эти слои.

В зоне Тулча стратиграфический диапазон герцинского комплекса дополняется толщей флишевого чередования песчаников и сланцев с телами диабазов, относимой к нижнему (?) — среднему девону, и верхнедевонско-нижнекаменноугольной (?) толщей кремнистых сланцев (яшмовиков, лидитов) также с внедрением диабазов [73]. Эти отложения изучались по выходам в холмах Махмудии, в связи с чем их истинные мощности пока неизвестны.

Интенсивно денудированный герцинский комплекс гор Мэчин, смятый в крутые складки — чешуи, образует горст-антиклинорий, ограниченный глубинными разломами (швами) Галац — Тулча на севере, Галац — Хыршова на западе (меридиональное течение Дуная), Печеняга — Камена на юге и Лункавица — Консул на северо-востоке. Вдоль последнего герциниды гор Мэчин надвинуты на триасовые образования зоны Тулча [30, 73].

Антиклинорий составлен двумя складок-чешуй, протягивающихся с северо-запада на юго-восток: синклинали: Блашов — Туркоая; Гречи; антиклинали: Меджина (Мэчин — Ахмаджа), Таида (Буджак — Балабанча).

Осевые линии складок имеют отчетливое северо-западное простирание, субпараллельное шву Лункавица — Консул. Антиклинали вдоль этих линий осложнены разломами и внедрениями магматических масс. Осевые части синклиналей заполнены карапелитовыми слоями (мощность 240 м).

Таким образом, горст-антиклинорий Мэчин имеет типичное складчато-блоковое строение. Судя по геофизическим и геологическим данным румынских геологов, герцинское основание зоны Тулча характеризуется подобной структурой [30, 73].

Северо-восточный погребенный склон герцинид Северной Добруджи в пределах СССР сложен в различной степени дислоцированными и измененными осадочными породами девона, карбона и перми, прорванными разновозрастными интрузиями [45]. Местами развиты также существенно метаморфизованные образования байкальского комплекса, переработанные герцинским тектогенезом.

Углы наклона вскрытых бурением пород (45 — 70°) показывают, что герцинский структурный комплекс смят в крутые складки. Наряду с пликвативными дислокациями в его строении важную роль играют также разрывные [11]. Наиболее контрастными разломами являются Кагульско-Измайльский шов (амплитуда 1,3 — 1,5 км), рассматриваемый в качестве северо-восточной границы склона, и разломы долины р. Прут. Хорошо прослеживаются также разрывные дислокации типа сбросов и взбросов, трассирующиеся по линиям Ваду-Луй — Исак — Вулканешты и Валены — Слободзея — Маре. Их амплитуды составляют 50 — 100 м. Они имеют северо-западное простирание, соответствующее направлению

главных тектонических линий Северной Добруджи. Субширотные нарушения малоамплитудные.

Сложное складчато-блоковое строение основания отражается в мозаичном характере гравитационного и магнитного полей. В последнем выделяются две аномальные зоны. Первая из них, характеризующаяся повышенными значениями вертикальной составляющей, протягивается в направлении сел Манта — Гаваноссы — г. Болград, а вторая с пониженными значениями — по линии с. Брынза — с. Суворово.

Блочные смещения обусловили существование выступов и впадин в рельефе основания (Мантовский, Валенский и Слободзея-Марский выступы и Брынзенская мульда), которым приблизительно соответствуют аномалии геофизических полей [11, 45].

Киммерийский структурный комплекс в крымской части рассматриваемой области представлен преимущественно терригенными породами триасового — среднеюрского возраста. Карбонатные образования играют подчиненную роль и слагают обычно низы разреза.

По степени дислоцированности эти отложения не уступают породам палеозоя, хотя степень их вторичных изменений несколько ниже. Углы падения пород, как правило, изменяются в пределах $30 - 80^\circ$ и только на отдельных участках центральной и южной частей Равнинного Крыма и Присивашья они уменьшаются до $10 - 45^\circ$.

Для киммерийского структурного комплекса характерно широкое развитие эффузивных и интрузивных образований. Проявления триас-юрского магматизма зафиксированы во многих пунктах, особенно в северных районах полуострова. Так, у с. Счастливец (скв. 6 Стрелковая) под нижнемеловыми отложениями вскрыты диабазы; несколько западнее, на Сивашской площади, — андезитовые порфириты; в скв. 3 Орловская, скв. 2 Вишняковская, скв. 15 Джанкойская — андезитовые и кварцевые порфириты и туфы диоритового порфирита; в районе с. Чапаево — диориты, кварцевые диабазы и габбро-диабазы; на Барановской площади — гранодиорит-порфиры и диабазы. Магматические образования раннемезозойского возраста отмечались также на ряде структур Тарханкутского полуострова (Октябрьская, Бакальская и др.) [39]. Результаты магнитометрических работ наряду с явно намечающейся связью нижнемелового и триас-юрского магматизма позволяют предполагать их развитие и в ряде других районов северной части Равнинного Крыма. Все это свидетельствует о том, что раннемезозойский магматизм проявился здесь сильнее, чем в Горном Крыму.

Южнее, в пределах Новоселовского поднятия, триас-юрские магматические породы встречаются реже, однако образуемые ими тела, обнаруженные на Красновской и Северной площадях, являются самыми крупными из известных в Равнинном Крыму. Так, скв. 1 Красновская пройдены андезитовые порфириты эффузивного генезиса мощностью около 300 м. Западнее с. Северное скв. 1 в интервале глубин 910 — 1469 м вскрыла гипабиссальную, или субвулканическую, интрузию среднезернистых кварцевых диабазов, из которых она не вышла. Сходство минералогического состава, структуры и, по-видимому, формы магматических тел в

пределах Новоселовского поднятия и Горного Крыма, а также соответствие пересчитанных по катионам химических анализов позволили В. Г. Бондаренко и Л. Г. Плахотному сделать вывод об их комагматичности [39].

В южной части Равнинного Крыма магматические образования раннемезозойского возраста встречаются реже. Пока они зафиксированы в скв. 6 Нижнегорская (дайка кварцевого диабаз, прорывающая зеленые сланцы, интервал глубин 3183 — 3190 м) и на Зуйской площади (кварцевые диориты и кварцевые диабазы).

Более слабое проявление триас-юрского магматизма в южной и отдельных районах центральной частей Равнинного Крыма не является доказательством существования платформенного, субплатформенного или парагеосинклинального режимов. В Горном Крыму имеются районы, где магматизм был слабым или вообще не проявлялся, но это не мешает говорить о существовании там геосинклинальных условий. Степень дислоцированности триас-юрских отложений в центральной и южной частях Равнинного Крыма примерно такая же, как и в северных районах, где магматизм проявился гораздо сильнее, но и в последних есть участки, лишенные эффузивных и интрузивных пород.

Общий план строения киммерийского структурного комплекса в значительной мере обусловлен зональностью более древних складчатых образований. Он также характеризуется субширотным простиранием структур на Тарханкутском полуострове, западным — северо-западным — в центральных районах и юго-западным — в восточной части Равнинного Крыма и прилегающих районах Азовского моря. Восточнее, в центральной части этой акватории, киммерийские структуры снова приобретают субширотное простирание. Сложены они здесь, как показывает разрез скв. 1 Электроразведочная, углито-гидрослюдисто-серпичитовыми, кварцево-углито-гидрослюдистыми и гидрослюдистыми сланцами с прослоями и пачками слабометаморфизованных алевроитов и песчаников, изредка гравелитов. Об их принадлежности к раннемезозойскому комплексу свидетельствуют результаты определения абсолютного возраста этих пород [41].

В Северо-Западном Предкавказье киммерийский структурный комплекс отчетливо подразделяется на два яруса.

Нижний ярус развит в пределах Ейско-Березанской зоны и представлен в основном образованиями триасового возраста. Преимущественно песчано-глинистый их состав, большие мощности (до 4 км), значительная дислоцированность, а также присутствие эффузивных пород спилито-кератофирового состава указывают на геосинклинальную природу этих образований. По существу они представляют собой формацию типа аспидной [53, 56].

Линейным складчатым поднятиям, образовавшимся при инверсии Ейско-Березанского триасового прогиба, в структуре осадочного чехла отвечают антиклинальные зоны, а синклиналям — узкие прогибы, причем степень унаследованности очень высокая. Простирание структурных элементов киммерийского комплекса изменяется от северо-западного на востоке до субширотного на западе. Глубинное строение этой зоны

характеризуется утолщением земной коры, причем преимущественно за счет "гранитного" слоя. В остальной части Предкавказья "корней гор" не отмечено.

Верхний ярус представлен морскими образованиями молассоидной терригенной формации ранней — средней юры и вулканогенно-осадочными породами юрской орогенной формации, развитыми в передовых прогибах вдоль северо-восточной и юго-западной окраин Ейско-Березанской складчатой зоны [53].

В Западном Причерноморье киммерийский структурный комплекс выполняет зону Тулча Северной Добруджи. Его составляют раннетриасовые конгломераты, кварциты и аргиллиты мощностью 25 — 30 м, среднетриасовые известняки (до 300 м), поздне-триасовые и раннетриасовые герригенные флишеидные образования, мощность которых превышает 1000 м. В строении толщ принимают участие магматические породы основного и среднего состава (диабазы и кварцевые порфириты) [30, 47].

Этот комплекс образует здесь синклиниорий северо-западного простирания, строение которого определяется структурой и блокировкой его герцинского основания. Существенную роль сыграло также надвигание герцинид зоны Мэчин по шву Лункавица — Консул, вследствие чего антиклинали в триасовых отложениях имеют тенденцию к опрокидыванию в северо-восточном направлении. Образования лейасового возраста сохранились от размыва лишь в синклиналях, залегают они на триасовых с разрывом и дислоцированы слабее — углы падения не превышают 25 — 40° [30].

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В осадочном чехле рассматриваемой области можно выделить пять структурных комплексов: байкальский, каледонский, герцинский, киммерийский и альпийский.

ЛОАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Байкальский, каледонский, герцинский и киммерийский структурные комплексы широко распространены в Западном Причерноморье, где принимают участие в строении Придобруджской краевой системы (Преддобруджского прогиба) и отчасти юго-западного склона Украинского массива.

Наибольшую территорию охватывает байкальский комплекс. Он сложен слабодислоцированными (углы падения до 5 — 10°) эпигенетически преобразованными отложениями, мощность которых увеличивается в юго-западном направлении и достигает у Цыганско-Чадырлукского разлома 900 — 1000 м. В этом же направлении погружается и денудационная поверхность комплекса. Строение последнего обусловлено морфологией рельефа фундамента и заложенными в нем складчато-блоковыми дислокациями: выступам фундамента соответствуют поднятия, впадинам — синклинали или гемисинклинали [11]. В самой южной полосе меж-

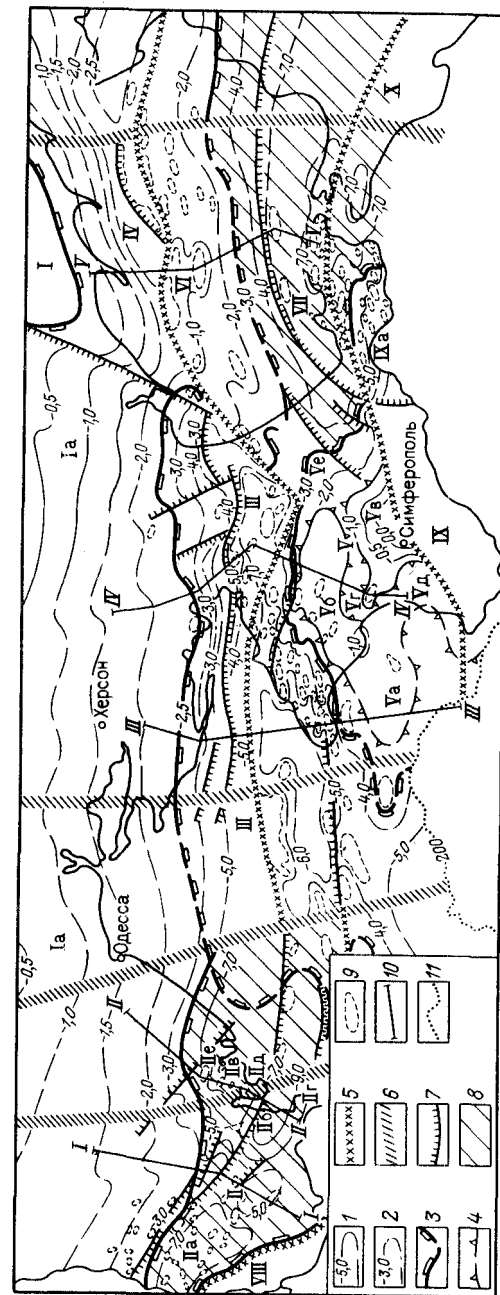


Рис. 7. Тектоническая карта юга СССР и прилегающих районов акваторий. Составили А. Т. Богаев, Б. И. Денета, А. Е. Каменецкий, Э. И. Сафаров

Изогипсы (в км): 1 — поверхности фундамента, 2 — переходного комплекса; границы структурных элементов: 3 — основных, 4 — второстепенных; 5 — разломы, разделяющие основные геотектонические элементы; 6 — древние субмеридиональные разломы; 7 — флексурно-разрывные дислокации; 8 — краевые и предгорные прогибы; 9 — контуры локальных поднятий, 10 — линии геологических профилей; 11 — изобата 200 м.

И — Украинский кристаллический массив (Ia — южный склон); прогибы: II — Преддобруджский (депрессия: IIa — Алуатско-Чалыкская, IIб — Фурмановско-Приморская, IIв — Тузловско-Крыловская, IIг — Килийско-Змеиное поднятие, IIд — Лиманская зона поднятий, IIе — Саратско-Балабановский вал), III — Каркинитско-Северо-Крымское, IV — Северо-Азовский; мегаподнятия: V — Каламитско-Централнокрымское (поднятия: Va — Каламитское, Vб — Новоселовское, Vв — Симферопольское; депрессии: Vг — Калининская, Vд — Альминская; Vе — Новоцарынский выступ), VI — Среднеазовское; VII — Индоло-Кубанский прогиб; VIII — северо-западное погружение Добруджского складчатого сооружения; метантиклинории: IX — Горного Крыма, IXa — восточного погружения Горного Крыма; X — Кавказское складчатое сооружение

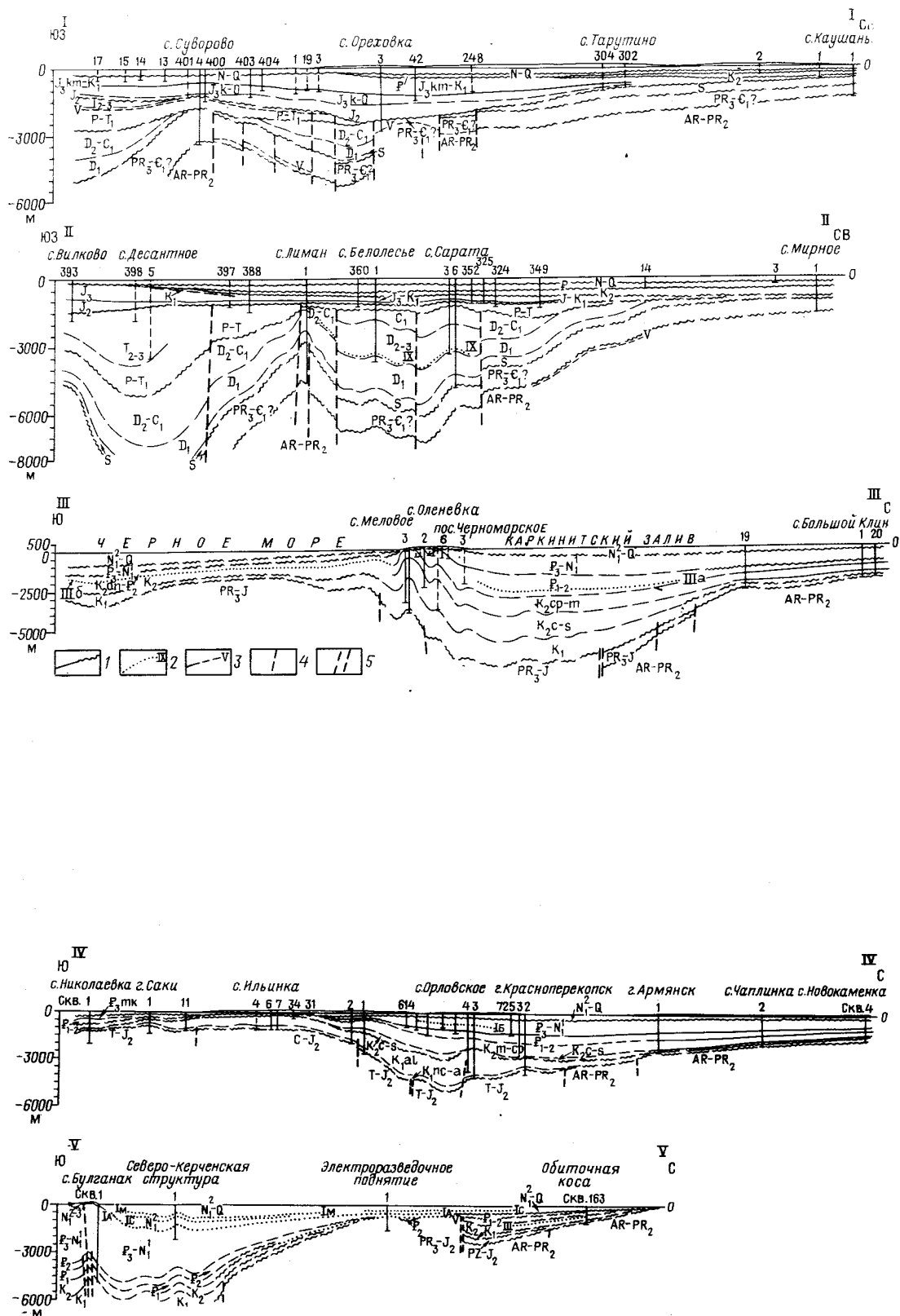


Рис. 8. Геологические профили по линиям (см. рис. 7): I — I, II — II (составили А. Т. Богаец и Б. М. Полухтович), III — III (составили А. Т. Богаец и В. А. Вартанова), IV — IV, V — V (составил А. Т. Богаец)

I — границы стратиграфических толщ; сейсмические горизонты: 2 — отражающие, 3 — преломляющие; 4 — главные разрывные нарушения; 5 — граница древней и молодой платформ

дуречья Прут — Днестр мощность байкальского комплекса увеличивается до 1500 м и более, а слагающие его образования приобретают более дислоцированный характер, но метаморфических изменений не обнаруживают. Заметное участие в составе комплекса принимают вулканокластические породы. Преимущественное простирание структур — северо-западное.

Каледонский структурный комплекс образован типично платформенными отложениями преимущественно силурийского возраста, максимальные мощности которых (500 — 550 м) локализуются в Котовской депрессии северо-западного простирания. Здесь, а также в более северных районах породы комплекса залегают почти горизонтально, изредка участвуя в строении пологих ($3 - 5^\circ$) локальных структур, которые образованы над неровностями поверхности фундамента [37, 45]. В юго-восточной части междуречья Прут — Днестр и на о-ве Змеином силурийские отложения несколько более дислоцированы (углы падения до $10 - 20^\circ$) [28].

Герцинский структурный комплекс сложен преимущественно терригенно-глинистыми и карбонатными образованиями девонского — пермского возраста, мощность которых в Придобруджской краевой системе [70] достигает 4000 м. В составе чехла юго-западного склона Украинского массива участвуют только нижние его подразделения гораздо меньшей мощности. Здесь они слабо дислоцированы (углы падения $3 - 5^\circ$), за исключением приразломных участков. В пределах краевой системы степень дислоцированности комплекса увеличивается. Углы падения пород обычно составляют $10 - 30^\circ$, иногда достигают $40 - 60^\circ$. Локальные поднятия группируются в цепочки северо-западного простирания. Их формирование в значительной мере связано с возобновлением подвижек вдоль зон разломов, возникших на байкальском этапе развития. Наряду с северо-западной тектонической зональностью достаточно отчетливо выражена и субмеридиональная. Она проявилась, в частности, в образовании Готештско-Кагульского и Ореховско-Суворовского поперечных поднятий, осложняющих строение палеозойского прогиба [28].

Строение киммерийского структурного комплекса рассматривалось многими исследователями [37, 45, 49], однако в последние годы к известным материалам добавились важные данные о развитии в Западном Причерноморье мощной толщи средне- и верхнетриасовых отложений [3, 23]. Этот структурный этаж почти не изучен, но, основываясь на материале по тектонике герцинского и более молодых комплексов, можно утверждать, что общая ориентировка осей триасовых структурных элементов унаследована от герцинской (и более древней) тектонической зональности. Степень дислоцированности этих пород по разрезам скв. 5 Килийская, скв. 1 Белолесская и другие несколько выше, чем среднеюрских отложений (углы до $10 - 15^\circ$).

Придобруджская краевая система, в строении которой принимают участие все охарактеризованные выше структурные комплексы общей мощностью до 7 — 9 км, представляет собой крупную отрицательную структуру, прослеживающуюся от Одесского разлома на востоке до р. Серета на западе (рис. 7). Строение ее бортовых зон осложнено флек-

сурно-разрывными дислокациями [37, 45, 49]. В составе краевой системы выделяется ряд подчиненных структурных элементов: Бырдадская, Алуатско-Чалыкская, Фурмановско-Приморская, Тузловско-Крыловская депрессии, Килийско-Змеиное поднятие, Саратовско-Балабановский вал, Лиманская зона поднятий и др. Все они имеют складчато-блоковое строение (рис. 8). Важными элементами структуры системы являются поперечные поднятия, нашедшие отражение либо во всем осадочном чехле (Кагульско-Готештское), либо в отдельных частях его (Суворовско-Ореховское, Татарбунарское).

Массив Северной Добруджи, ограничивающий краевую систему на юго-западе, расположен в основном в пределах Румынии. Только северо-западное его погружение частично захватывает рассматриваемую нами территорию. Этот район известен в литературе как Нижнепрутский вал [49]. Его размеры составляют примерно 30×80 км. Наиболее крупными подчиненными структурами здесь являются Мантовское поднятие и Брынзенская мульда [11].

АЛЬПИЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Образование альпийского структурного комплекса почти сплошным чехлом перекрывают фундамент рассматриваемых частей южной окраины Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты.

В составе комплекса можно выделить нижнемеловой, верхнемеловой — эоценовый, олигоценовый — нижнемiocеновый и среднемiocеновый — антропоценовый структурные этажи.

Первый из них характеризуется преимущественно песчано-глинистым составом отложений, залегающих резко несогласно на разновозрастных образованиях фундамента либо местами на слабодислоцированных отложениях юрского возраста, сильной дифференциацией мощностей пород (от нуля до 2500 м), в значительной мере связанной с конседиментационными разрывными нарушениями и приуроченными к ним проявлениями вулканизма, и разным простиранием структурных элементов, обусловленным особенностями строения складчатого основания.

Верхнемеловой — эоценовый структурный этаж сложен преимущественно карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями мощностью до 3500 — 4000 м, залегающими обычно трансгрессивно со слабым угловым несогласием на разных частях нижнемелового разреза. Эти породы смяты в складки, как правило, субширотного простирания, контрастность и нарушенность которых несколько меньше, чем в толще нижнемеловых отложений. В составе этого этажа можно выделить верхнемеловой — палеоценовый и эоценовый подэтажи, которые разделяются небольшим несогласием, проявившимся не повсеместно. Отличаются они друг от друга прежде всего разной степенью дифференциации мощностей отложений и проявления разрывных дислокаций. В толще эоценовых пород она гораздо ниже, т. е. структуры сглаживаются. Кроме того, отмечается некоторое смещение осей отдельных структурных элементов и локальных складок.

Отложения олигоцен-нижнемиоценового структурного этажа залегают обычно с разрывом, иногда со слабым угловым несогласием на образованиях верхнемелового — эоценового, реже более древних вплоть до фундамента (центральная часть акватории Азовского моря). Характерными его чертами являются преимущественно глинистый состав, субширотная тектоническая зональность, слабая выраженность структур и ограниченное развитие разрывных нарушений.

Среднемиоценовый — антропогеновый структурный этаж выделен на основании регионального трансгрессивного залегания слагающих его отложений на более древних образованиях, вплоть до нижнемеловых, причем нередко с заметным угловым несогласием, особенно в пределах зон поднятий. Этому этажу свойственны значительная литолого-фациальная изменчивость слагающих пород как по площади, так и по разрезу, очень слабая их дислоцированность и субширотное простирание складок.

Наряду с указанными различиями перечисленные структурные этажи имеют и ряд общих черт строения, что позволяет нам рассматривать тектонику альпийского комплекса в целом. Целесообразность такого подхода к освещению этого вопроса обусловлена еще и тем, что на акватории Черного моря меловая часть разреза изучена еще очень слабо.

Основными структурными элементами альпийского комплекса в пределах рассматриваемых частей окраины Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты являются южный склон Украинского кристаллического массива, Каркинитско-Северо-Крымский, Северо-Азовский и Индоло-Кубанский прогибы, Килийско-Змеиное поднятие, Каламитско-Центральнокрымское и Среднеазовское мегаподнятия, мегантиклинорий Горного Крыма и его погружения.

Строение южного склона Украинского кристаллического массива характеризуется общим погружением дорифейского фундамента с севера на юг, сопровождающимся увеличением мощности и полноты разреза осадочного чехла.

Моноклинальное залегание поверхности фундамента осложнено несколькими субширотными уступами, субмеридиональными выступами (Приазовский, Калгинский, Каховско-Маячинский и др.) и депрессиями, а также рядом разрывных нарушений различного простирания, которые нашли отражение в строении преимущественно нижних этажей альпийского структурного комплекса. Вверх по разрезу их влияние постепенно уменьшается. По материалам сейсмических работ и бурения в палеогеновых отложениях большинство дизъюнктивных и пликативных нарушений фундамента не прослеживается. Склон представляет собой пологую моноклинал с углами падения $0,5 - 1^\circ$, изредка больше, со слабо выраженными, обычно незамкнутыми структурными осложнениями [40, 63].

Каркинитско-Северо-Крымский прогиб охватывает северные районы Равнинного Крыма, прилегающую полосу Присивашья и большую часть северо-западного шельфа Черного моря, включая Каркинитский залив. Он приурочен к зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты и представляет собой глубокую депрессию субширотного простирания, выполненную мощной толщей (до 6 — 7 км) преиму-

щественно неогеновых, палеогеновых, меловых и местами более древних отложений.

Наиболее опущенная часть Каркинитско-Северо-Крымского прогиба располагается западнее Тарханкутского полуострова, примерно между меридианами городов Херсон и Очаков (Михайловская депрессия). В восточном направлении подошва мела вздымается до 3 — 4 км в северо-восточных районах Крыма. Своей западной центриклиналью прогиб наложен на восточное продолжение Преддобруджского прогиба и Тузловско-Крыловскую депрессию [54]. Граница с южным склоном Украинского массива проводится условно по изогипсе поверхности фундамента — 2500 м, севернее которой намечается сокращение полноты разреза мел-палеогеновых отложений. Южным ограничением прогиба являются склоны Каламитско-Центральнокрымского мегаподнятия и Килийско-Змеиного поднятия.

Каркинитско-Северо-Крымский прогиб является резко асимметричной структурой с более пологим северным бортом. Наклон поверхности нижнемеловых отложений от Тендровской косы к югу достигает $2 - 3^\circ$, реже 4° , по кровле верхнего мела — $1,5^\circ$, по подошве майкопской голци — 1° , а по ее кровле — всего 15 — 30'. Крутизна южного склона обычно в 2 — 3 раза больше (см. рис. 8).

Строение прогиба осложнено поперечными выступами и поднятиями (Балашовский, Орловско-Краснопереконский и др.), а также рядом локальных структур, группирующихся в продольные зоны антиклинальных и синклиналиных складок. Наиболее резко они выражены в южной и центральной частях прогиба с молодым фундаментом. В пределах северного борта намечены только слабо выраженные структурные осложнения в виде террас, структурных носов, реже малоамплитудных складок.

Восточное замыкание Каркинитско-Северо-Крымского прогиба намечается в районе о-ва Бирючьего. Оно обусловлено поперечным поднятием, ось которого прослеживается западнее Обиточной косы.

Северо-Азовский прогиб ограничен на западе вышеупомянутой перемычкой, а на востоке переходит в Ейский прогиб, являющийся его продолжением [32]. Этот структурный элемент образован в результате ступенчато-моноклинального погружения дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы. Южным его ограничением является главное Азовское нарушение, вдоль которого располагаются наиболее погруженные участки прогиба (см. рис. 8). Таким образом, по поверхности фундамента он является однобортным, а по низам осадочного чехла — резко асимметричным. В своей западной части Северо-Азовский прогиб сравнительно неглубокий (до 2,5 км) и узкий (20 — 30 км). На востоке, у Предкавказского побережья, он расширяется до 50 км. Здесь и мощность осадочного чехла возрастает до 3 км. Прогиб выполнен в основном ниже- и верхнемеловым (до 1000 м) и палеоцен-эоценовыми (300 — 400 м) отложениями и нивелируется образованиями олигоценного — антропогенового возраста. Этот комплекс пород залегает, видимо, на кристаллическом основании. Однако на отдельных участках не исключено развитие триас-юрских отложений. В пределах прогиба выявлены локальные поднятия, большей частью осложненные разрывными нарушениями, вдоль которых обычно приподняты южные крылья [32].

Южнее рассмотренных отрицательных структурных элементов располагается широкая полоса приподнятого залегания складчатого основания, в состав которой входят Килийско-Змеиное поднятие, Каламитско-Центральнокрымское и Среднеазовское мегаподнятия.

Килийско-Змеиное поднятие характеризуется сравнительно неглубоким залеганием фундамента и выпадением из разреза в отдельных блоках меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Поднятие разделено неглубоким прогибом на две субширотные тектонические зоны. Южная из них (вал Губкина) узкая, с крутыми крыльями, осложненными протяженными нарушениями, северная — более широкая, имеет сложное блоковое строение. Восточное погружение этих зон прослежено в виде цепочек антиклинальных складок на значительном расстоянии. По геофизическим данным здесь также намечается некоторое сокращение разреза меловых и в меньшей степени палеогеновых отложений. Это позволяет говорить о том, что в меловом периоде и, вероятно, в начале палеогена западная часть Каркинитско-Сивашской впадины ограничивалась на юге зонами сложно построенных поднятий, вовлеченных позднее в прогибание. В связи с этим по верхним структурным этажам (олигоцен — антропоген) южное ограничение впадины на рассматриваемом участке выражено слабо [44, 54].

Каламитско-Центральнокрымское мегаподнятия (Крымский свод) имеет субширотное простираие и охватывает центральную и юго-западную части Равнинного Крыма и прилегающие районы акватории Черного моря. Почти со всех сторон оно оконтуривается изогипсой поверхности фундамента — 3000 м, только на юго-востоке примыкает по разлому к Крымскому складчатому сооружению. В пределах мегаподнятия выделяется несколько более мелких структурных элементов [20].

Наиболее изученным из них является Новоселовское поднятие, протягивающееся в широтном направлении через центральную часть Равнинного Крыма, примерно от с. Крыловка на западе до с. Октябрьское на востоке. Оно отчетливо прослеживается на геологической карте дочерской поверхности в виде обширной территории отсутствия пород палеогенового возраста. Непосредственно под миоценовыми образованиями здесь залегают обычно маастрихтские и кампанские, а в наиболее приподнятых участках структуры — сеноманские или даже альбские отложения.

Строение поднятия асимметричное. Северное крыло несколько круче южного. Для структурных планов неогеновых и, вероятно, самой верхней части верхнемеловых отложений характерно субширотное, преимущественно западное — юго-западное простираие складок, тогда как структуры, намечающиеся по данным бурения и геофизических работ в образованиях нижнего мела, имеют более разнообразную, причем чаще всего северо-западную или западную — северо-западную ориентировку.

Западнее Новоселовского поднятия располагается Каламитское поднятие. По палеогеновым и верхнемеловым отложениям, характеризующимся здесь сокращенным разрезом, оно вырисовывается как слегка обособленное западное продолжение рассматриваемого мегаподнятия. Северным его ограничением является флексурно-разрывная зона, прослеживающая-

ся несколько южнее Тарханкутского полуострова, а южным — неглубокая Альминская депрессия. В западном направлении поднятие протягивается примерно до меридиана г. Николаев, где кулисовидно сочленяется с восточным погружением Килийско-Змеиного поднятия. Строение нижнемелового структурного этажа здесь почти не изучено. Можно полагать, что на этом уровне Каламитское поднятие является более обособленным от Новоселовского. Об этом свидетельствует увеличение мощности нижнемеловых отложений в прилегающей части Равнинного Крыма в восточном направлении.

На данном этапе изученности в пределах Каламитского поднятия можно выделить две зоны, отличающиеся своим строением. Северная из них, прослеживающаяся через Тарханкутскую антиклинальную складку, имеет дугообразную форму. Локальные структуры выражены здесь четко, что характерно для районов с киммерийским складчатым основанием [68, 69]. Южная зона представляет собой пологий выступ, осложненный слабо выраженными поднятиями — террасами, структурными носами, реже невысокими замкнутыми складками (Евпаторийская, Ильичевская). Слабая дислоцированность альпийского комплекса этой зоны свидетельствует, вероятно, о более древнем, чем киммерийский, возрасте фундамента.

К югу от Новоселовского поднятия располагается Калиновский прогиб, переходящий на востоке в узкий Гвардейский желоб. Обе эти отрицательные структуры представляют собой сравнительно небольшие и неглубокие депрессии, выполненные преимущественно верхнемеловыми, эоценовыми, олигоценными и неогеновыми отложениями [9].

Еще южнее располагается Симферопольское поднятие, примыкающее по разлому к мегантиклинорию Горного Крыма. Породы складчатого основания имеют здесь отметки от 100 до — 1000 м. Разрез платформенного чехла сильно сокращен и представлен меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Углы падения поверхности фундамента и перекрывающих ее пород нижнего мела обычно не превышают 3 — 4°. Неглубокой структурной ложбиной, расположенной на северном продолжении Салгирского грабена, поднятие разделяется на две части: восточную и западную. Последняя продолжается в направлении Сакского локального поднятия, в связи с чем получила название Сакско-Симферопольского выступа.

Юго-западнее этого выступа прослеживается неглубокая Альминская депрессия, раскрывающаяся в сторону Черного моря. На юго-востоке она ограничена Крымским складчатым сооружением. Мощность выполняющих ее меловых, палеогеновых и неогеновых отложений не превышает 1500 — 2000 м. Они залегают на дислоцированных породах условно триас-среднеюрского возраста. По мнению Г. А. Лычагина [9], эта структура имеет унаследованный характер, так как образовалась на месте среднеюрского предгорного прогиба. Строение Альминской депрессии асимметричное. Южное крыло более крутое, чем северное. Углы падения подошвы сарматских отложений в пределах северного ее склона составляют примерно 1°, а на южном достигают 2 — 2,5°. С глубиной углы

падения пород значительно увеличиваются. Локальные структуры изучены здесь слабо. В толще мела и палеогена намечаются две субширотные зоны антиклинальных складок. На структурной карте по подошве сарматских отложений локальные поднятия не находят четкого отражения.

Северо-восточное погружение Каламитско-Центральнокрымского мегаподнятия, прослеживающееся по направлению к Среднеазовскому мегаподнятию, получило в литературе наименование Новоцарицынского выступа. Соответствующий ему перегиб слоев по поверхности фундамента прослеживается также и в низах осадочного чехла, постепенно сглаживаясь вверх по разрезу. В эоценовых и более молодых отложениях он не отражается.

Среднеазовское мегаподнятия представляет собой крупную положительную структуру, выраженную по поверхности фундамента и по меловым — эоценовым отложениям, которые протягиваются в субширотном направлении примерно через центральную часть Азовского моря. На западе оно сочленяется через Нижнегорскую седловину с Новоцарицынским выступом, а на востоке трассируется в сторону Каневско-Березанского вала. С юга к нему прилегает Индоло-Кубанский прогиб, граница с которым проводится условно по изогипсе поверхности фундамента — 3000 м. В качестве северного ограничения рассматривается Главное Азовское нарушение. Поверхность эоцена в современном структурном плане уже не дает четкого представления о контурах мегаподнятия. По олигоцен-новому и неогеновым отложениям фиксируется пологое (до 2°) моноклиналиное погружение к югу, осложненное на границе с Северо-Азовским прогибом локальными структурами.

Складчатое основание Среднеазовского мегаподнятия гетерогенное. В его строении, вероятно, принимают участие образования байкальского, герцинского и киммерийского структурных комплексов [18, 38, 52]. Осадочный чехол, сложенный здесь меловыми — неогеновыми отложениями, сильно редуцирован. На отдельных наиболее приподнятых участках его мощность составляет всего 500 — 700 м. В этом случае из разреза выпадают полностью образования мелового — эоценового возраста (см. рис. 8). Строение чехла осложнено рядом локальных складок, группирующихся в несколько зон субширотного простирания. Наиболее резко выраженной из них является северная зона, прилегающая к Главному Азовскому нарушению.

Индоло-Кубанский олигоцен-неогеновый прогиб, примыкающий с юга к Среднеазовскому мегаподнятию, является самым крупным структурным элементом региона. На западе он ограничивается Новоцарицынским выступом, а на востоке Адыгейским поднятием и Каневско-Березанским валом. Южная граница проводится вдоль Парпачского и Параболического гребней. Соотношение прогиба и смежных элементов по глубоким горизонтам имеет дискордантный характер, обусловленный вовлечением в прогибание на олигоцен-неогеновом этапе развития разнородных тектонических элементов. Южный борт прогиба перекрывают дислоцированные образования альпид. Приосевая его часть располагается на краевом прогибе Скифской плиты, сформировавшемся в связи с

развившейся альпийской геосинклиналью. На севере эта зона ограничена Новотитаровским разломом, выраженным в фундаменте, которому в отложениях мела и палеогена соответствует крутая флексура (до 17° в эоцене). Мощность пород майкопской серии достигает здесь 4 — 5 км, а более молодых отложений — 4 — 4,5 км. Ось прогиба по неоген-четвертичному комплексу намечается у северного берега Керченского полуострова; по майкопскому — она смещается на 15 — 20 км южнее. Оба эти комплекса в пределах южного борта и приосевой зоны прогиба смяты в брахиформные складки, осложненные диапирами и грязевыми вулканами. Более пологий северный борт (уклон слоев в толще пород майкопской серии изменяется от 1 до 4°) характеризуется более простым строением. Здесь намечаются слабо выраженные локальные структуры.

Восточное погружение Крымского складчатого сооружения охватывает Юго-Западную равнину Керченского полуострова. В геологическом строении этой территории много общего с Закарпатской частью полуострова, входящей в состав Индоло-Кубанского прогиба. Однако имеются и некоторые отличия. Здесь также развита мощная толща меловых, палеоцен-эоценовых и майкопских отложений. Однако породы среднего и верхнего миоцена и плиоцена отсутствуют, а мощность майкопской серии значительно уменьшается. Осадочный комплекс смят в складки, которые группируются в несколько антиклинальных зон субширотного и северо-восточного простираний. Амплитуда поднятий уменьшается с юга на север. В результате бурения и сейсмических работ установлено несоответствие структурных планов майкопских и подстилающих их эоцен-меловых отложений. Для майкопской толщи, сложенной преимущественно пластичными глинами, характерно развитие брахиантиклинальных складок, осложненных в ряде случаев диапиризмом и грязевым вулканизмом. Структурный этаж нижележащих пород палеоцена — эоцена и верхнего мела отличается сложным складчато-блоковым строением, обусловленным наличием многочисленных нарушений субширотного и субмеридионального направлений [9].

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ ПОДНЯТИЙ

В рассматриваемой области известно более 200 антиклинальных складок. Они выявлены различными методами исследований, среди которых в последнее десятилетие превалирует сейсморазведка СОГТ. Степень достоверности структурных построений по данным сейсморазведочных работ во многом определяется глубиной залегания картируемых толщ и геолого-геофизическими условиями разреза. Достаточно достоверными в Равнинном Крыму и прилегающих районах акваторий являются материалы по неогеновому и палеогеновому, местами верхнемеловым отложениям. Построения по горизонтам нижнего мела часто ненадежны и схематичны. Невысокой степенью достоверности характеризуются также сейсмические материалы по домезозойским комплексам пород Западного Причерноморья и по домайкопским образованиям Керченского полуострова.

В пределах южной части Восточно-Европейской платформы выявлен более 50 локальных складок. Глубокое бурение в небольших объемах проведено на ограниченном числе площадей (Баймаклийская, Баурчинская, Сарата, Большеклиновская, Воскресеновская, Новоалексеевская).

В соответствии с классификацией тектонических структур В. Д. Наливкина (1965 г.) среди локальных поднятий древней платформы устанавливаются два морфологических типа складок — погребенные и сквозные. Первые из них преобладают. Морфологически они обычно нечеткие. Их амплитуды по нижним горизонтам колеблются от 20 — 30 м (Резенская антиклиналь — силур, Воскресеновская — нижний мел) до 300 — 400 м (Белосарайская — нижний мел). Вверх по разрезу поднятия выполаживаются, образуя незамкнутые структурные осложнения на общем фоне регионального падения слоев к юго-западу и югу.

Наиболее представительный материал, характеризующий строение положительных структур в палеозойской толще пород, получен на Саратовской площади. Она представляет собой сложно построенную складку субширотного простирания размером $12 \times 5,5$ км и амплитудой до 400 м. Для нее, как и для других погребенных складок (Баурчинской, Баймаклийской) Преддобруджского прогиба, характерно наличие дизъюнктивных дислокаций с амплитудами 200 — 400 м, разделяющих поднятие на отдельные блоки. Образование Саратовского поднятия обусловлено в первую очередь морфологией рельефа фундамента и развивающимися в нем разрывными дислокациями.

Локальные поднятия Скифской плиты лучше всего изучены бурением в северной части Равнинного Крыма. В других районах, особенно на акваториях, представления о их строении базируются преимущественно на материалах сейсморазведки.

В Равнинном Крыму выделены три морфологических типа антиклинальных складок — сквозные, погребенные и навешенные. Сквозные антиклинали сохраняют замкнутую форму в стратиграфическом диапазоне мела — неогена, приобретая в последнем иногда форму структурных носов или террас. К этому типу складок относятся Меловая, Октябрьская, Глебовская и др. Примером строения складок этой группы может служить Октябрьское поднятие. Это асимметричная брахиантиклиналь с размерами по верхнему мелу 12×4 км при амплитуде 320 м. Углы падения пород на северном крыле составляют $12 - 16^\circ$, на южном — $23 - 25^\circ$. С глубиной крутизна крыльев увеличивается и свод складки сужается.

К погребенному типу структур можно отнести Красноярскую, Ильинскую, Татьяновскую и некоторые другие складки. Они имеют обычно небольшие размеры ($2 - 4 \times 3 - 6$ км) при амплитудах 50 — 150 км. Морфологически четкие формы у них проявляются в нижнемеловых отложениях. В более молодых образованиях их очертания становятся расплывчатыми, а в олигоценовых и неогеновых слоях замкнутые формы полностью отсутствуют.

Поднятия навешенного типа прослеживаются преимущественно по геофизическим материалам. К ним можно отнести Черноморскую, Джанкойскую и Северо-Новоселовскую структуры. Они четко фикси-

руются в неоген-верхнемеловой толще и выполаживаются в более древних образованиях, переходя в моноклинали, изредка в синклинали. Так, Джанкойское поднятие по палеогеновым горизонтам имеет размеры 18×9 км и амплитуду до 130 км. По данным сейсморазведки в низах меловых отложений оно не прослеживается, а в альбских по материалам бурения установлено моноклиналиное залегание слоев.

Наибольшей плотностью антиклинальных складок в пределах Равнинного Крыма характеризуется Тарханкутский полуостров. Здесь преобладают поднятия сквозного типа. В других районах плотность структур значительно меньше, причем наиболее широко развиты погребенные складки.

В северо-западной части акватории Черного моря сейсморазведкой выявлен ряд субширотных, обычно кулисообразно сочленяющихся локальных поднятий, осложняющих строение Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, Килийско-Змеинового и Каламитского поднятий. По горизонтам неогена и палеогена поднятия разнообразны по форме (чаще всего это брахиантиклинали) и размеру (по длинной оси от 5 до 30 км). С глубиной их амплитуда увеличивается от 50 — 150 м по горизонтам майкопа до первых сотен метров в верхах мела. Структурные планы в изученной части разреза чаще всего совпадают. Значительные смещения установлены на поднятиях Голицына и Сельского.

Изученная бурением Голицынская структура представляет собой узкую и длинную антиклинальную складку субширотного простирания. Ее размеры по кровле нижнего палеогена в пределах изогипсы — 2300 м составляют 30×2 км при амплитуде до 200 м. Северное крыло поднятия осложнено крупным нарушением, амплитуда которого уменьшается от 300 — 400 м (кровля мела) до нуля (флексурный перегиб слоев в горизонтах неогена). По кровле верхнего мела поднятие осложнено двумя сводами, расположенными в районах скв. 2 и 4. Западный свод ниже восточного на 30 — 40 м. В майкопских отложениях Голицынская структура менее контрастная, причем ее свод смещен к югу примерно на 600 — 900 м по отношению к своду в верхах мелового разреза. Амплитуда западного свода уменьшается до 100 м, восточного — до 60 — 30 м.

На акватории Азовского моря выявлено около 30 антиклинальных складок погребенного и сквозного типов. Основным методом их изучения являлась сейсморазведка. На ряде участков проведены электро- и гравиразведка. Три структуры (Стрелковая, Электроразведочная и Западно-Бейсугская) охвачены бурением. Большинство локальных структур приурочено здесь к Среднеазовскому поднятию, где они группируются в несколько зон. Лучше всего изучена северная из них, которая включает Бирючью, Обручевскую, Морские, Небольшую и Приразломную антиклинали, прослеживаемые обычно по кровле складчатого основания и в донеогеновых отложениях. Они располагаются вдоль Главного Азовского нарушения, меняя свои очертания и простирания в зависимости от положения последнего. В антиклиналях четко прослеживаются южные крылья, а роль северных выполняют часто разрывные нарушения разной амплитуды.

Южная зона складок объединяет Электроразведочную, Безымянную-1 и другие структуры. Их строение по имеющимся данным несколько проще.

Еще южнее выявлены Азовское и Южно-Азовское локальные поднятия. Они проявляются положительными аномалиями в гравитационном поле и характеризуются повышенным залеганием горизонта высокого сопротивления. По отражающим сейсмическим горизонтам в неогеновых и эоценовых отложениях эти участки представляют собой пологие моноклинали с падением слоев к югу. Подобные погребенные локальные структуры установлены в пределах Донского и Шапсуго-Апшеронского валов Западного Предкавказья.

Складки указанных зон имеют обычно форму асимметричных брахиантиклиналей длиной от 5 до 20 км и высотой от 50 до первых сотен метров. Стратиграфическая полнота их разреза определяется положением в пределах Среднеазовского поднятия. Структурам, расположенным в центральной его части, свойственно сильное сокращение разреза осадочного чехла вплоть до полного выпадения меловых, палеоценовых и эоценовых отложений (см. рис. 8). На восточном и особенно западном погружениях поднятия мощность осадочного чехла увеличивается. Об этом свидетельствуют данные бурения на Бейсугской и Стрелковой площадях. В пределах последней вскрыт практически полный разрез палеогена и сравнительно мощный мела. В этих отложениях Стрелковая структура представляет небольшую малоамплитудную складку (25 – 50 м) изометричной формы, высота которой уменьшается вверх по разрезу. В сарматских отложениях ее свод намечается разрядкой изогипс на фоне моноклиналичного погружения слоев к юго-востоку. Выплачивание антиклиналей в неогеновых отложениях или проявление их в виде структурных носов и террас характерно для всех известных складок Среднеазовского поднятия.

На Керченском полуострове, относящемся вместе с прилегающей полосой акватории Азовского моря уже к области альпийского орогенеза (восточное погружение Горного Крыма и Индоло-Кубанский прогиб), выявлено более 70 локальных поднятий, группирующихся в несколько зон антиклинальных складок. Их морфологические черты в верхних структурных этажах во многом определяются развитием мощной толщи майкопских пластичных глин, способствовавшей проявлению диапиризма и грязевого вулканизма. Большинство прослеженных здесь в неогеновых и олигоценовых отложениях структур имеет форму брахиантиклиналей и характеризуется скрытодиапировым и диапировым строением. Отдельные из них (Слюсаревская, Малобабчинская) осложнены вдавленными синклиналями. Простираение антиклинальных складок субширотное, чаще всего восточно-северо-восточное. Предполагается, что подобные складки развиты и в южной части акватории Азовского моря (Северо-Керченская, Северо-Казантинская и др.).

Судя по данным бурения на Вулкановской, Селезневской, Фонтановской и других структурах, в эоцен-меловых отложениях морфология складок меняется. Она определяется широким развитием разноамплитуд-

ных нарушений с образованием систем блоков. В общем намечается совпадение куполов и приподнятых блоков соответственно в майкопской и эоцен-меловой толщах, что может указывать на сквозной характер развития складок.

Учет общих закономерностей формирования локальных структур в условиях передовых прогибов с проявлением вертикальных и боковых усилий позволяет прогнозировать осложнение поднятий дислокациями взбросового и надвигового типов. Возможно, такие проявления установлены на Горностаевской площади, где зафиксирован взброс (крутой надвиг) в домайкопской части разреза.

Таким образом, в пределах юга Украины и прилегающих акваторий выявлены сквозные, навешенные и погребенные локальные поднятия. В тектонически активных зонах Скифской плиты и альпийской области, где процессы складкообразования в альпийском цикле тектогенеза проявились наиболее интенсивно (южные борты Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов, Среднеазовское мегаподнятие), развиты структуры преимущественно сквозного и навешенного типов. Погребенные складки характерны для районов, испытавших слабые подвижки на последних этапах геологической истории.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории развития юга УССР и прилегающих акваторий выделяются архейский и среднепротерозойский мегациклы и ранне-позднелайкальскый, каледонскый, герцинскый, киммерийскый и альпийскый циклы тектогенеза.

Доверхнепротерозойскый этап развития нами не освещается, так как он вкратце рассмотрен при характеристике строения фундамента южной окраины Восточно-Европейской платформы в предыдущей главе.

Ранне- и позднелайкальскый и каледонскый циклы тектогенеза. В позднем протерозое и в начале кембрия к югу от Украинского кристаллического массива располагается обширный геосинклинальный пояс, расчлененный срединными массивами на несколько систем. Две из них хорошо прослеживаются в восточной части этой области (см. рис. 6). Они разделены крупной глыбой архей-среднепротерозойских пород, названной В. Е. Хаиным (1968 г.) Нижнекубанским, или Краснодарским, срединным массивом. Последний, по нашим представлениям, был более обширным, чем полагал В. Е. Хаин, и охватывал почти всю площадь, занятую Индоло-Кубанским прогибом. Прогибы северной геосинклинальной системы, именуемой нами Среднекрымско-Предкавказской, огибали Нижнекубанский срединный массив и выступы южного края Восточно-Европейской платформы, меняя свое простирание от юго-восточного в Западном Предкавказье через субширотное на большей части акватории Азовского моря до юго-западного в восточных районах Равнинного Крыма.

Южнее Нижнекубанского срединного массива располагалась вторая Южно-Крымско-Кавказская геосинклинальная система. Вероятно, она была более широкой и охватывала на востоке зоны Главного Кавказского хребта, южного склона Большого Кавказа, Грузинской глыбы и ее северо-западного продолжения — Восточно-Черноморского поднятия, а на Крымском участке — зоны Горного Крыма и расположенные южнее погребенные поднятия. Примерно на меридиане г. Старый Крым или несколько западнее намечается "слияние" двух названных систем, что обычно характерно для районов поперечных поднятий, обуславливающих сужение геосинклинальных поясов или отдельных их частей. Можно полагать, что в этом месте структуры дорифейской консолидации на байкальском этапе развития подверглись несколько меньшей переработке, чем в районах более интенсивных прогибаний. Некоторым подтверждением высказанного предположения являются небольшие углы падения зелено-каменных пород на Зуйской площади. В районах, расположенных северо-восточнее, зеленые сланцы дислоцированы гораздо больше.

Изменение простирания структур фундамента с западно-северо-западного в центральной части Равнинного Крыма на широтное в районе Тарханкутского полуострова и противоположный изгиб Крымского складчатого сооружения в западной его половине позволяют нам допустить существование еще одной древней глыбы, располагавшейся в районе Каламитского залива и прилегающей к нему с востока части Крыма. Как и Нижнекубанский срединный массив, эта глыба также была, вероятно, сильно переработана более поздними тектоно-магматическими процессами.

В прогибах названных геосинклинальных систем накапливались преимущественно песчано-глинистые и глинисто-карбонатные осадки, а также вулканогенные образования основного, реже среднего состава, затем преобразованные в результате регионального метаморфизма до зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Это наряду с большой мощностью байкальского комплекса, обычно превышающей 6 — 8 км, свидетельствует о господстве здесь эвгеосинклинального режима [46].

Существенно иной, скорее всего миегеосинклинальный, характер имеют рифей-раннекембрийские образования Добруджи, что позволило некоторым исследователям рассматривать их изолированно от байкалитид Крыма и Кавказа и трассировать по направлению на хребты Архангельского и Добрынина [63, 65]. Однако, учитывая субширотное простирание большинства структур, расположенных в акватории Черного моря между Крымом и Западным Причерноморьем, и тот факт, что в самой восточной части Центральной Добруджи складки приобретают широтное и даже восточно-северо-восточное простирание [30], мы склонны разделить мнение других исследователей о тесной связи байкальских структур Крыма и Добруджи [30, 52]. Таким образом, приходим к выводу о том, что интенсивность тектоно-магматических процессов на байкальском этапе развития рассматриваемой области увеличивалась с запада на восток. Это нашло отражение в смене миегеосинклинальных образований Добруджи эвгеосинклинальными толщами Крыма и Кавказа. Следует, однако, оговориться, что, допуская господство эвгеосинклинального режима в Среднекрымско-Предкавказской системе, мы не отрицаем возможности существования миегеосинклинальных условий в самой северной ее зоне, изученной пока очень слабо.

В рифей-кембрийской истории развития юга УССР и прилегающих областей выделяются два подэтапа: ранне- и позднелайкальскый. Они находят отражение в наличии на Кавказе и в Добрудже двух толщ, существенно отличающихся метаморфизмом (амфиболитовая и зеленосланцевая фации) [61], в двукратной смене вулканогенных пород преимущественно нормально-осадочными на Северном Кавказе и в приуроченности здесь пластовых тел гранито-гнейсов только к толще кристаллических сланцев [10].

Следы раннелайкальских тектоно-магматических процессов находим также на юге Крымского полуострова. Это галька гранитов в верхнеюрских конгломератах на горе Демерджи и мысе Меганом. абсолютный возраст которых составляет чаще около 960 млн. лет [71].

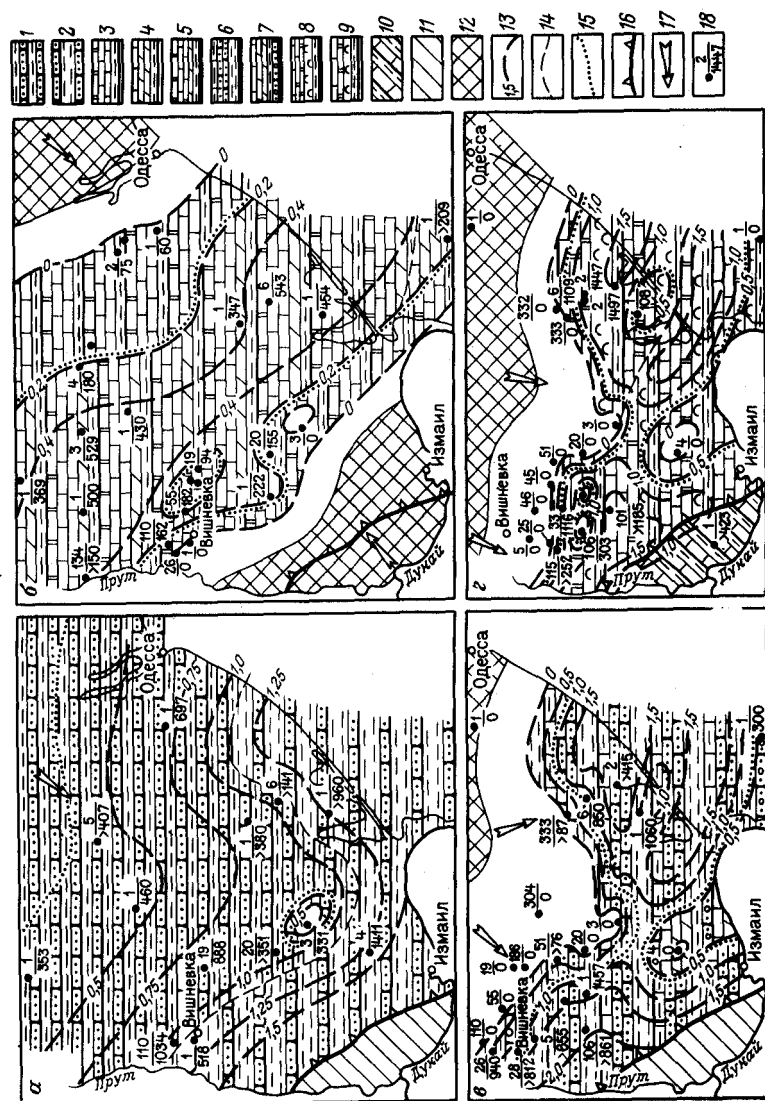


Рис. 9. Схематические карты литофаций и мощностей верхнепротерозойских – кембрийских (а), силурийских (б), нижнедевонских (в) и средне-верхнедевонских (г) отложений юга междуречья Прут – Днестр. Составили А. Т. Богаец, Б. М. Пухтович, Э. И. Сафаров

1 – песчаники, алевролиты и аргиллиты, 2 – аргиллиты с частыми прослоями алевролитов и песчаников; 3 – известняки (преобладают) и доломиты с прослоями аргиллитов; 4 – мергели с прослоями известняков и аргиллитов; 5 – известняки с прослоями доломитов, мергелей и аргиллитов; 6 – аргиллиты, алевролиты, песчаники, прослойки глинистых известняков и мергелей; 7 – мергели, известняки, прослоями доломитизированные, в верхней части разреза аргиллиты, алевролиты, песчаники, местами грубообломочные породы; 8 – известняки, доломиты и ангидриты с прослоями аргиллитов; 9 – известняки, прослой доломитов, ангидритов и аргиллитов; 10 – измененные терригенно-глинисто-карбонатные образования с маломощными эффузивными телами; 11 – метаморфизованные песчано-глинистые образования; 12 – область денудации; 13 – изопахиты (в км); 14 – вероятные границы литофаций; 15 – границы районов с сокращенной верхней частью разреза; 16 – северо-восточная граница складчатого сооружения Добруджи; 17 – направление сноса обломочного материала; 18 – скважины (в числителе – номер; в знаменателе – мощность вскрытых отложений (в м); со знаком > – не полностью вскрытый разрез, волнистая черта – разрыв)

Позднебайкальский цикл тектогенеза документируется значительным фактическим материалом, позволяющим говорить о весьма широком распространении соответствующего ему складчатого комплекса. Нам представляется, что позднебайкальские тектонические процессы охватили большую площадь рассматриваемой области, чем раннебайкальские. Во всяком случае, в прилегающей части кратона они проявились гораздо сильнее. В пределах Днестровско-Прутского междуречья опусканиями этого времени была охвачена довольно широкая полоса древней платформы. Здесь сформировался Приднестровский перикратонный прогиб, выполненный песчано-глинистыми образованиями валдайской серии позднего протерозоя и тесно связанной с ней в структурном отношении балтийской серии раннекембрийского возраста. Их мощность увеличивается в юго-западном направлении, достигая в районе с. Суворово около 1400 м (рис. 9). Синхронность этих образований и их добруджских аналогов устанавливается по определениям абсолютного возраста, составляющим для первых 560 – 600 млн. лет [11, 61], а для зеленых сланцев Добруджи 529 – 595 млн. лет [72].

Начавшиеся в конце протерозоя поднятия в Добрудже вовлекли в воздымание и южную часть перикратонного прогиба. Сместившийся к северу седиментационный бассейн характеризовался развитием мелководных, прибрежных и континентальных отложений раннего кембрия, представленных аргиллитами и косослоистыми песчаниками мощностью до 200 м [5, 11].

В середине кембрия наступает общее воздымание, нашедшее отражение в крайне ограниченном распространении среднекембрийских и отсутствии верхнекембрийских отложений. Ему предшествовали складчатость и региональный метаморфизм. Эти процессы, очевидно, не завершились типичным орогенезом, так как следы заметного горообразования в виде настоящих предгорных прогибов в рассматриваемой области неизвестны [24, 47]. Здесь восходящие движения были скорее всего умеренными, но

продолжительными, на что указывает ограниченное распространение ордовикских и нижнесилурийских отложений. Мелкое море, обрамленное равнинной сушей, покрывало в это время сравнительно небольшую площадь. В Западном Причерноморье оно было оттеснено к северу, в основном за пределы Преддобруджского прогиба, где накапливались вначале маломощные (до 30 м) песчаные осадки кардока — ашгиллия [5, 11], а затем преимущественно карбонатные (известняки, доломиты) отложения лландовера — венлока. Несколько большее развитие имеют глинисто-карбонатные образования лудловского яруса. Южная граница распространения силурийских отложений намечается по линии Вишневка — Вилково, а ось депрессии трассируется примерно через села Михайловка, Сарата, Тузлы.

Следы раннепалеозойского мелководного бассейна находим на о-ве Змеином в виде обломков слабодислоцированных и неметаморфизованных преимущественно кремнистых пород, слагающих нижедевонские конгломераты и конгломерато-брекчии [56]. Не исключена возможность, что и в пределах самой Добруджи в это время сохранились отдельные остаточные прогибы, в которых накапливались образования раннепалеозойского возраста, однако веских доказательств этому не имеется. На территории Крыма, Северного Кавказа и Предкавказья верхнекембрийские, ордовикские, а также нижнесилурийские отложения не установлены.

Все это подтверждает ранее высказанное некоторыми исследователями мнение об отсутствии оснований для выделения здесь самостоятельного каледонского этапа развития. Отвечающее ему время было занято завершающими поднятиями байкальского мегацикла и наступившей вслед за ними фазой квазиплатформенной стабилизации [47, 48]. В отдельных районах, вероятно, наблюдались проявления каледонского эпиплатформенного орогенеза. В качестве доказательства такого предположения могут служить нижедевонские конгломераты о-ва Змеиногo.

Из-за своей незавершенности байкальская складчатость не обеспечила достаточной консолидации рассматриваемой территории, что способствовало последующей геосинклинальной активизации большинства зон развития байкальского складчатого комплекса, за исключением районов Центральной и Южной Добруджи, не подвергшихся заметной переработке на более поздних этапах развития.

Выходы верхнепротерозойских пород на дневную или домеловую поверхность в ядрах антиклинальных структур некоторых других районов обусловлены обычно глубоким размывом перекрывающих их более молодых складчатых комплексов.

Так, в южной части Равнинного Крыма рядом с районами развития байкальских структур в той же тектонической зоне, а также в соседних скважинах вскрывались типично геосинклинальные образования условно средне-верхнепалеозойского возраста (Мельничная, Зуйская, Гвардейская площади). Менее дислоцированные толщи пород, которые могли бы быть отнесены к переходному комплексу или к чехлу срединного массива и тем самым свидетельствовать о значительной консолидации этой территории в результате байкальской складчатости, здесь не обнаружены.

Подобная картина наблюдается также в Северной Добрудже и на Северном Кавказе.

Таким образом, байкальский складчатый комплекс, как правило, не образует здесь завершенных байкалид, а составляет основание более молодых геосинклинальных структур, что характерно и для многих других областей.

Герцинский цикл тектогенеза. Развитие герцинских геосинклинальных систем в рассматриваемой области происходило в основном на байкальском складчатом основании, в большей части значительно переработанном. Вместе с ним некоторой переработке подверглись Нижнекубанский и Западно-Альминский срединные массивы. Возобновившиеся тектоно-магматические процессы обусловили их дробление и, возможно, образование небольших наложенных прогибов. Весьма вероятно, что эти явления начались здесь еще в течение байкальского этапа развития.

Кроме того, герциниды захватили и частично переработали некоторые пограничные районы древней платформы, в частности район Джайковско-го внешнего угла. Его погружению способствовало дробление этой территории на байкальском этапе развития. Формационный состав образований герцинского комплекса имеет здесь геосинклинальный характер, но мощность палеозойских отложений и степень их метаморфизма сравнительно небольшие, на что обращалось внимание в предыдущей главе.

Однако, несмотря на значительную переработку байкальских структур, их строение наряду с конфигурацией южной границы Восточно-Европейской платформы оказало существенное влияние на формирование герцинских геосинклинальных прогибов и особенно на их простираие. Последнее оказалось полностью подчиненным тектонической зональности байкальского структурного комплекса на всем протяжении рассматриваемой области.

Начальная стадия герцинского тектогенеза в Равнинном Крыму документируется толщей аспидных сланцев, мощность которой превышает 1200 м. Возраст этих пород по аналогии с соответствующими образованиями Добруджи и юга междуречья Прут — Днестр, видимо, раннедевонский, или позднесилурийский — раннедевонский. К этому времени и следует приурочивать здесь начало развития герцинских геосинклиналей. В результате интенсивных прогибаний морем были затоплены не только отрицательные байкальские структурные элементы, но и зоны поднятий, о чем свидетельствует фациальный облик отложений, накапливавшихся в это время в пределах Зуйско-Усть-Салгирского антиклинория или в непосредственной близости от него (преимущественно глинистые образования, вскрытые скв. 1 Мельничная, скв. 6 Гвардейская и др.).

Зрелой стадии развития герцинид соответствует толща широко развитых глинисто-карбонатных образований флишеидного типа, возраст которых условно определяется как среднедевонский — раннекаменноугольный. Их накопление связано с усилением дифференциации тектонических движений. Вероятно, с этого времени в пределах поднятий, ранее вовлеченных в прогибание, возобновились восходящие движения. Дальнейшее

воздымание этих зон и последующий глубокий размыв накопившихся отложений обусловили образование на отдельных участках выходов на домеловую поверхность зеленых сланцев, которые рассматриваются нами вслед за некоторыми другими исследователями [51] как ядра антиклинория, унаследованного от байкальского цикла тектогенеза. Для выделения здесь срединного массива байкальской консолидации [52], по нашему мнению, нет достаточных оснований.

Заключительный этап развития герцинид Крыма и прилегающих районов в литературе освещается по-разному. Мы склонны разделить точку зрения А. А. Богданова [4], В. В. Белоусова [2] и некоторых других исследователей о слабом проявлении орогенных движений на рассматриваемой части Скифской плиты. Об этом свидетельствует то, что в районах развития герцинского структурного комплекса в пределах Равнинного Крыма нет заметного увеличения мощности земной коры [63], которым сопровождается образование горных сооружений. Допущение, что "корни" гор были редуцированы в результате формирования киммерийских геосинклинальных, тафrogenных и других прогибов, справедливо только для некоторых районов. В центральной части Равнинного Крыма, где наиболее четко прослеживаются образования герцинского комплекса, наличие таких прогибов не предполагается. Кроме того, заложение геосинклинальных прогибов свидетельствует о недостаточной стабилизации территории, что не характерно для завершенных циклов тектогенеза.

Следует, однако, отметить, что ряд исследователей все же приходит к выводу о существенном проявлении герцинского орогенеза и формировании предгорного хребта вдоль южной окраины древней платформы. Убедительные доказательства при этом не приводятся [51].

Маловероятным представляется также предположение о том, что частные геосинклинальные прогибы, существовавшие в районе Горного Крыма, к концу герцинского цикла тектогенеза остались незамкнутыми, т. е. имели сквозной характер [51]. Это относится и к другим прогибам, располагавшимся севернее. При такой трактовке вопроса трудно объяснить значительные различия в степени метаморфизма пород палеозойского и раннемезозойского возраста. Поэтому мы считаем, что на значительной стадии развития наблюдались замыкание частных геосинклиналей и некоторый общий подъем герцинской складчатой области, однако типичный орогенез здесь не проявился.

Западным продолжением герцинских структур Равнинного Крыма, по мнению большинства исследователей, являются герциниды Северной Добруджи. Эта точка зрения подтверждается материалами сейсморазведки по северо-западному шельфу Черного моря, указывающими на западно-юго-западное простирание большинства прослеженных здесь локальных складок и ряда структурных элементов второго порядка. Разделяя в общем эти взгляды, мы все же считаем возможным высказать предположение об ответвлении самого северного частного прогиба рассматриваемой геосинклинальной системы по направлению к внутреннему углу древней платформы, образованному Одесским глубинным разломом в районе Крыловского прогиба.

Регенерация геосинклинальных условий в Северной Добрудже, начавшаяся, вероятно, в позднесилурийское время, вновь сопровождалась интенсивным опусканием прилегающей части Восточно-Европейской платформы. Мощность сохранившихся от размыва в складчатой области силурийских (по-видимому, в основном лудловских) и нижнедевонских пород, представленных глинистыми сланцами, филлитами, реже кристаллическими известняками и кварцитами, достигает 1800 – 2000 м [34, 73]. Немного меньше мощность отложений раннедевонского возраста и в Преддобруджье. Их состав здесь также преимущественно терригенно-глинистый. Только в некоторых районах юго-восточной части рассматриваемой территории преобладают карбонатные и глинисто-карбонатные породы. Интенсивные нисходящие движения сопровождались разрывообразованием и внедрением магматических пород обычно основного состава [30, 73].

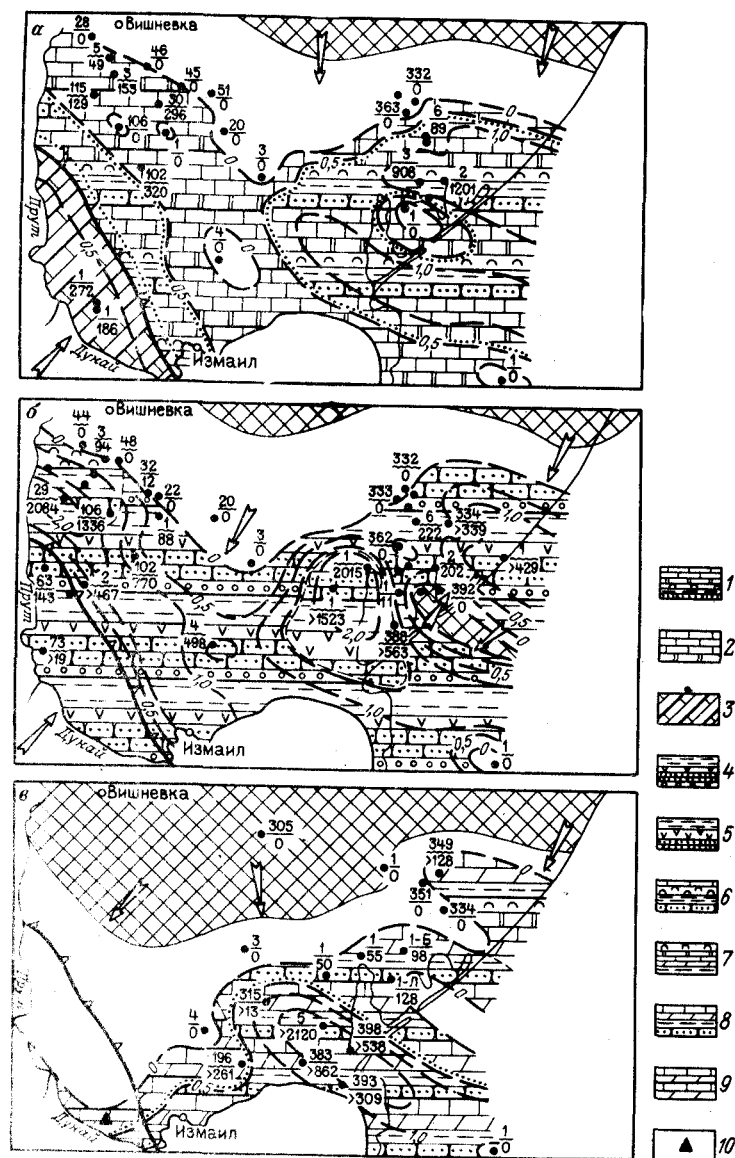
В конце раннего девона наступили кратковременное замедление погружений, а затем и некоторые поднятия, вызвавшие обмеление и частичное осушение бассейна, что фиксируется по появлению красноцветных песчаных, местами грубообломочных пород (Баурчинская и Саратовская площади, о-в Змеиный). Уже с этого времени наметилось обособление Суворовского и Килийско-Змеинового поднятий.

В среднедевонское время, а возможно и несколько раньше — с конца раннего девона — усилилась дифференциация тектонических движений. Северо-Добруджская геосинклиналь, вероятно, расчленилась на отдельные частные прогибы, где до начала карбона накапливались ритмически чередующиеся карбонатно-терригенные осадки. Уверенно они прослеживаются пока только в зоне Тулча [67, 73]. В северо-западной периферической части геосинклинали их состав несколько меняется в сторону повышения роли карбонатных пород. Об этом свидетельствует разрез среднедевонских — нижнекаменноугольных отложений восточнее г. Рени [70].

В Преддобруджье изменение тектонического режима на рубеже раннего и среднего девона отразилось в некотором ослаблении нисходящих движений и в смене терригенно-глинистых образований сульфатно-карбонатными, а затем преимущественно карбонатными осадками, накапливавшимися вплоть до второй половины визейского времени. В пределах перикратонного прогиба достаточно отчетливо намечается несколько участков максимальных погружений (Чалыкско-Алуатский, Тузловский и др.), где мощность средне-верхнедевонских отложений, представленных доломитизированными известняками, доломитами и ангидритами, превышает 1000 м. Эти депрессии отделены друг от друга зонами поднятий. Одна из них прослеживается через крупную Лиманскую складку, интенсивно развивавшуюся в течение рассматриваемого времени. В южной части прогиба продолжала формироваться вторая, Суворовско-Змеиная зона поднятий.

Со второй половины раннего карбона в Северной Добрудже усилилась роль инверсионных движений, в связи с чем началось формирование горных цепей и расположенных между ними межгорных прогибов [45]. На раннеорогенной стадии последние заполнялись песчано-глинистыми,

Рис. 10. Схематические карты литофаций и мощностей каменноугольных (а), пермоязжнетриасовых (б) и средне-верхнетриасовых (а) отложений юга междуречья Прут — Днестр. Составили А. Т. Богаец, Б. М. Полухтович, Э. И. Сафаров



1 — известняки с прослоями доломитов и ангидритов (нижняя часть разреза), аргиллиты, песчаники и алевролиты (верхняя часть разреза); 2 — известняки с прослоями доломитов; 3 — измененные терригенно-глинисто-карбонатные образования с маломощными эффузивными телами; 4 — аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов и вулканогенных пород; 5 — аргиллиты, песчаники, алевролиты и вулканогенные породы; 6 — аргиллиты, ангидриты, песчаники и алевролиты с прослоями известняков; 7 — аргиллиты, известняки, мергели, доломиты и ангидриты; 8 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели и известняки; 9 — известняки и мергели; 10 — обнажения пород на поверхности.

Остальные условные обозначения см. рис. 9

а затем по мере усиления горообразовательных движений и более грубообломочными образованиями (карапетитовая серия). Мощность сохранившейся от размытия части этой толщи, датируемой пермо-карбоном [34], достигает 1500 м. Нередко она прорвана гранитными интрузиями, порфировыми и диабазовыми жилами. Достаточно широко развиты также вулканокластические породы [34, 67].

Влияние орогенических движений в Северной Добрудже на развитие прилегающей полосы древней платформы выразилось в формировании компенсационного передового, а затем предгорного прогиба [45]. С первой, раннеорогенной стадией его развития связано накопление сероцветных глинисто-песчаных угленосных осадков серпуховского и, возможно, среднекаменноугольного возраста, сохранившихся от размытия неповсеместно. Широко они развиты в восточной части прогиба (рис. 10, а).

Вторая, более длительная стадия развития Преддобруджского герцинского прогиба, наступившая после некоторого общего воздымания территории и связанного с ним перерыва в осадконакоплении в конце среднего и начале позднего карбона, была вызвана активизацией орогенических процессов в складчатой области (астурийская и заальская фазы). Она продолжалась до раннего триаса и проходила в условиях усилившейся дифференциации тектонических движений, сопровождавшейся разрывообразованием и проявлениями магматизма. В результате здесь накопилась мощная (до 2000 — 2500 м) толща преимущественно терригенных, в том числе грубообломочных, красноцветных пород главным образом континентального происхождения. Наряду с ними местами широко развиты лагунные и мелководно-морские сульфатные и карбонатные образования, кислые эффузивные, основные гипабиссальные и разнообразие вулканокластические породы (рис. 10, б). Эта толща, представляющая собой верхнюю молассу, характеризуется сильной изменчивостью литологического состава и мощности [45].

На позднеорогенном этапе развития Преддобруджского прогиба отчетливо обособились два участка максимальных погружений. Первый из них (Зернештская депрессия) расположен в припрутской части прогиба. Здесь верхняя моласса представлена в основном породами осадочного происхождения, вскрытая мощность которых с учетом угла падения пород превышает 2000 м.

Другой участок не менее интенсивных позднеорогенных погружений вырисовывается в районе сел Татарбунары, Дмитровка и оз. Сасык. В его пределах наряду с осадочными образованиями широко развиты магматические и вулканокластические породы. Тузловская депрессия формировалась в это время гораздо медленнее, причем восходящие движения, проявившиеся в районе с. Вишневое и оз. Шаганы, несколько отеснили ее к северо-востоку. Суворовско-Змеиная зона поднятий была, вероятно, втянута частично в погружение.

Киммерийский цикл тектогенеза. Герцинская складчатость не обусловила окончательной консолидации земной коры в пределах юга УССР и прилегающих районов [18, 53]. После некоторой стабилизации тектонического режима в раннетриасовую и местами среднетриасовую эпохи большая часть области развития герцинского структурного комплекса была охвачена киммерийскими тектоно-магматическими процессами. При этом имеющийся фактический материал позволяет нам говорить не о заложении одиночных геосинклиналей, территориально соответствующих краевым и внутренним позднепалеозойским прогибам [39, 67, 68, 69], а о формировании геосинклинальных систем, испытавших достаточно длительное развитие, завершившееся в некоторых районах орогенезом. Более того, в отдельных частях рассматриваемой области киммерийский структурный комплекс "выходит" даже за пределы развития герцинского. Прежде всего это касается северной границы его распространения, указывающей на дальнейшее погружение края Восточно-Европейской платформы и захват новых ее районов. Кроме них, киммерийскими тектоно-магматическими процессами была захвачена и частично переработана, вероятно, большая часть Западно-Альминского срединного массива. Выказанные ранее некоторыми исследователями предположения о том, что верхнетриасовые — среднеюрские геосинклинальные и орогенные образования Горного Крыма продолжают к западу, слагая основание Альминской впадины, подтверждено результатами бурения Николаевской скважины.

По нашему мнению, нет особых оснований обуславливать тектоническую активизацию рассматриваемой области развития герцинских структур зарождением в мезозое Крымско-Кавказской (вернее, Южно-Крымско-Кавказской) геосинклинальной системы [39]. Ведь в ряде районов Равнинного Крыма магматизм проявился в это время сильнее, а вторичные изменения триас-юрских отложений не слабее, чем в Горном Крыму. Степень дислоцированности тех и других также соизмерима. Поэтому более правильно говорить о двух генетически взаимосвязанных геосинклинальных системах: Среднекрымско-Предкавказской и Южно-Крымско-Кавказской, в значительной мере унаследованных от предыдущего цикла тектогенеза.

История их развития пока не изучена из-за затруднений в датировке очень бедных органическими остатками пород этого комплекса, вскрываемых обычно на небольшую мощность. С уверенностью можно только сказать, что в поздне триасовое — среднеюрское время Равнинный Крым испытал интенсивные прогибания, обусловившие накопление мощной

толщи преимущественно глинистых и песчано-алевритовых образований, нередко тонко чередующихся между собой, т. е. имеющих флишеидный облик. Эта активизация тектонических движений сопровождалась разрывообразованием и довольно частыми проявлениями магматизма, причем как эффузивного, так и интрузивного. Среди эффузивных образований преобладают породы среднего состава (андезитовые порфириты), хотя встречаются также основные и кислые эффузивы. Районы наиболее активного андезитового вулканизма приурочены к северным зонам киммерид. Интрузивные тела представлены обычно малыми интрузиями — дайками и sillами основного, реже среднего и кислого состава, фиксирующимися в разных частях разреза верхнетриасовых — среднеюрских пород. Изредка встречаются более крупные куполовидные тела (кварцевые габбро-диориты у с. Северное).

Время завершающих киммерийских поднятий нами приурочивается к концу среднеюрской эпохи. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, установление фаунистически охарактеризованных аален-байосских отложений флишеидного типа в районах с. Шубинки и г. Геническ [18], а с другой — повсеместное отсутствие в Равнинном Крыму пород позднеюрского возраста. Эти поднятия, видимо, имели умеренный характер. Типичной верхней молассы, и соответствующего утолщения земной коры здесь пока не обнаружено.

В позднеюрскую эпоху почти весь рассматриваемый район сохранял приподнятое положение, за исключением самых юго-восточных участков, вовлеченных в погружение Восточно-Крымской остаточной геосинклиналью [39, 51, 52].

Северо-восточная часть герцинского складчатого сооружения Северная Добруджа — Тулчинская зона также испытала опускание в среднетриасовую эпоху. Оно сопровождалось трансгрессией мелководного эпиконтинентального моря, в котором отлагались преимущественно карбонатные осадки платформенного облика мощностью несколько сотен метров [30, 73]. С карнийского и особенно норийского веков тектонические движения активизировались, обусловив смену карбонатных образований терригенными флишеидными осадками, накопление которых продолжалось примерно до середины среднеюрской эпохи с кратковременным перерывом в конце триаса. Усиление прогибаний сопровождалось подводными излияниями диабазов и кварцевых порфиритов. Мощность сохранившейся от размыва части этих геосинклинальных образований местами превышает 1000 м [34, 46, 67].

Примерно в то же время в интенсивные прогибания втягиваются и прилегающие районы Восточно-Европейской платформы, где накапливаются вначале карбонатные и глинисто-карбонатные, а затем преимущественно глинисто-алеврито-песчаные осадки. Они широко развиты в юго-восточных районах междуречья Прут — Днестр (рис. 10, в).

В северо-восточной части рассматриваемой территории наряду с карбонатными и терригенными образованиями в разрезе средне-верхнетриасовых отложений встречаются также гипсы, свидетельствующие о периодически засолениях бассейна в пределах этого района.

В конце лейаса вслед за умеренно проявившейся складчатостью Тулчинская зона начала испытывать поднятия, которые сопровождались формированием передового прогиба. Последний в значительной мере унаследовал контуры предгорного прогиба герцинид. В течение байос-батского времени здесь накопилась мощная (до 2000 м) толща сероцветных песчано-глинистых отложений (рис. 11). Вслед за этим темп восходящих движений в складчатой области, а с ними и компенсационных опусканий в прилегающей зоне платформы снизился, в результате чего в первой половине мальма передовой прогиб трансформировался в более пологую структуру [11, 49]. Ослабление тектонической активности отразилось на составе осадков: существенную роль приобрели карбонатные отложения, особенно в оксфордском веке. Кимеридж-титонское и неокомское время ознаменовалось последней активизацией орогенических движений в Северной Добрудже, в связи с чем передовой прогиб приобрел черты предгорного и сместился несколько в сторону древней платформы [46]. Сравнительно небольшая мощность накопившейся в нем верхней молассы, представленной мелководно-морскими, лагунными и континентальными образованиями, обусловлена общим угасанием геосинклинальных процессов в Добрудже, вслед за которыми наступили окончательная консолидация земной коры и превращение складчатой области в молодую платформу.

Альпийский цикл тектогенеза. В начале раннемеловой эпохи большая часть рассматриваемого региона представляла собой сушу, за исключением отдельных депрессионных зон, сохранивших тенденцию к прогибанию с поздней юры. К ним относятся Преддобруджский прогиб, в котором продолжалось накопление верхней молассы [37], и остаточные геосинклинальные прогибы Юго-Восточного и Юго-Западного Крыма. В пределах последних в берриасовом и валанжинском веках накапливались преимущественно карбонатные и глинистые осадки нередко флишевого характера.

В готеривское — раннеаптское время территория юга УССР и прилегающие районы акваторий испытывали в общем незначительные опускания, несколько усилившиеся во второй половине апта.

Альбский век характеризовался существенным усилением прогибаний, что нашло отражение в почти повсеместном распространении альбских отложений и постепенной смене мелководных глинисто-алевроито-песчаных образований умеренно глубоководными, преимущественно глинистыми, реже мергельными осадками. Общие интенсивные прогибания сопровождались усилением складко- и разрывообразования.

В условиях, существовавших в раннемеловое время, развивались структурные элементы трех основных направлений: северо-восточного, северо-западного и субширотного (рис. 12).

Северо-восточная тектоническая зональность хорошо прослеживается в юго-восточной части Равнинного Крыма и Присивашья в виде двух зон поднятий и расположенного между ними Белогорско-Советского прогиба. Южная из этих зон намечается по некоторому уменьшению мощностей нижнемеловых отложений в районе Гончаровки и Шубино. Она трассирует

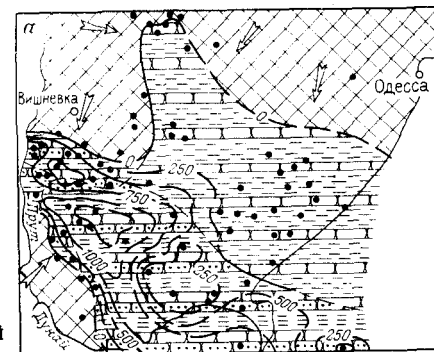
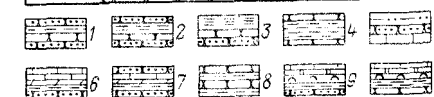
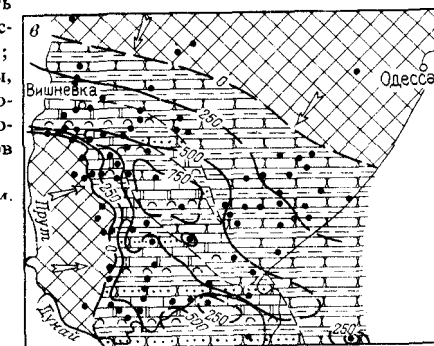
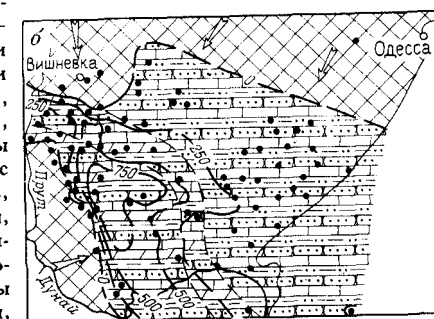


Рис. 11. Схематические карты литофаций и мощностей среднеюрских (а), келловей-оксфордских (б) и кимеридж-титонских (в) отложений юга междуречья Прут — Днестр. Составили А. Т. Богаец и Б. М. Полухович

1 — песчаники, алевролиты и аргиллиты с конкрециями сидеритов; 2 — аргиллиты (> 40%), частые прослои песчаников и алевролитов, конкреции сидеритов; 3 — аргиллиты (> 60%), прослои алевролитов и песчаников, конкреции сидеритов; 4 — глины (> 70%) песчано-алевроитистые с редкими прослоями алевролитов, местами песчаников; 5 — известняки, песчаники, хлидолиты; 6 — известняки (> 40%) преимущественно био-гермные, мергели, глины, алевролиты и песчаники; 7 — аргиллиты, известняки, мергели, алевролиты и песчаники; 8 — пестроцветные песчано-глинистые отложения; 9 — ангидриты, гипсы, доломиты, известняки с прослоями глин, алевролитов и песчаников (нижняя часть разреза), пестроцветные песчано-глинистые отложения (верхняя часть разреза); 10 — ангидриты, гипсы, доломиты, известняки с прослоями глин и алевролитов (нижняя часть разреза), пестроцветные глины с прослоями алевролитов и песчаников (верхняя часть разреза).

Остальные условные обозначения см. рис. 9



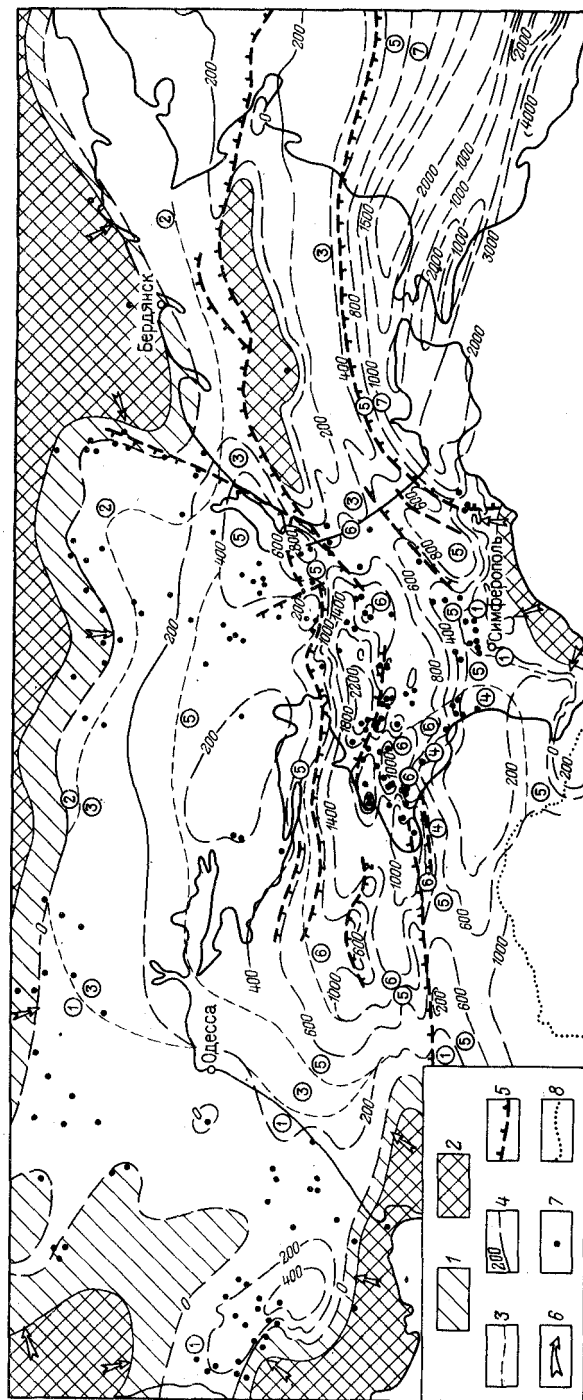


Рис. 12. Схематическая карта литофаций и мощностей нижнемеловых отложений юга СССР и прилегающих районов. Составили А. Т. Ботаев, Б. И. Денегга и А. Д. Самарский

1 — отсутствие нижнемеловых отложений; 2 — суша; 3 — вероятные границы литофаций; 4 — изопакеты (в м); 5 — флексурированные дислокации; 6 — направления сноса обломочного материала; 7 — скважины, вскрывшие нижнемеловые отложения; 8 — разрывные дислокации; 9 — суша; 10 — направления сноса обломочного материала.

Литофации (цифры в кружках): 1 — пески (песчанники) и глины, местами прослой гравелистов, галечников и известняков; 2 — пески (песчанники), опоки, спонголиты; 3 — кремнистые породы, песчанки, алевролиты, глины; 4 — песчанки, алевролиты, глины, прослой мергелей, туфов и туфоглин; 5 — глины или аргиллиты ($> 50\%$), прослой песчанников, алевролитов, местами кремнистых и (или) вулканокластических пород; 6 — глины или аргиллиты ($> 50\%$), мергели, прослой песчанников, алевролитов, вулканокластических, местами эффузивных пород; 7 — аргиллиты ($> 50\%$), прослой алевролитов, песчанников, местами грубообломочных пород, мергелей и глинистых известняков

ся в направлении южной полосы положительных остаточных гравитационных аномалий акватории Азовского моря [38]. Северная зона прослеживается от Симферополя через район Найденовки на устье р. Салгир и далее на Западно-Азовское поднятие Маловицкого или среднюю полосу положительных остаточных гравитационных аномалий.

Северо-восточное простирание имеет также неглубокая депрессия, достаточно отчетливо вырисовывающаяся южнее г. Генчиск, в районе сел Стрелковое и Передовое, которая названа нами Северо-Арабатской.

Восточные продолжения указанных зон поднятий в отдельные промежутки раннего мела (а некоторые участки и в течение всей эпохи) возвышались над уровнем моря и в целом представляли собой крупное поднятие (мегаподнятия) субширотного простирания.

Северо-западная тектоническая зональность отчетливо проявилась не только в Равнинном Крыму, но и в Центральном Причерноморье. В восточной части Крыма она выражена в виде протяженной депрессионной зоны, прослеживающейся от района Красноперекопска до Керченского полуострова и далее к юго-востоку по направлению на Новороссийский прогиб [66]. Эта зона наложена на упомянутые выше структуры северо-восточного простирания.

В районе Тарханкутского полуострова и западнее формируется глубокий прогиб, большая часть которого располагается уже в пределах акватории Черного моря (Тарханкутско-Михайловский прогиб). Восточная его центриклиналь прослеживается через район сел Елизаветово, Тарасовка. Ильинка вплоть до с. Тракторное и имеет отчетливо выраженное западно-северо-западное простирание, как и ограничивающие ее зоны поднятий. На западном отрезке последние приобретают широтную ориентировку. Особенно хорошо это прослеживается в пределах Чапаевско-Бакальской зоны складок, трансирующейся по направлению на поднятие Голицына.

К северу от этой зоны намечается еще один прогиб — Серебрянский. Вскрытая мощность нижнемеловых отложений здесь достигает 2500 м, т. е. является максимальной в пределах рассматриваемого региона. Следует отметить, что формирование Серебрянского, а также Тарханкутско-Михайловского прогибов сопровождалось сильным проявлением андезитового вулканизма. Другим тектоническим зонам это не свойственно.

Уменьшение мощности нижнемеловых отложений в районе городов Саки и Евпатория наряду с характером изменения фаций позволяет рассматривать его как осложнение восточного погружения крупной субширотной положительной структуры, намечающейся в пределах акватории Черного моря к западу от Евпатории, которая получила название Каламитское поднятие. По геофизическим данным оно имеет субширотное простирание.

В Северном Причерноморье формируется Новоалексеевско-Каховский прогиб. С юго-запада он ограничивается Виноградовским и Балашовским поднятиями.

Во вторую половину раннемеловой эпохи закладывается неглубокая депрессионная зона к югу от Приазовского выступа Украинского кристаллического щита (Северо-Азовский прогиб).

Таким образом, для всего раннемелового этапа развития региона характерно формирование структурных элементов северо-западного широтного и северо-восточного простираний. В этом нашли отражение особенности строения складчатого фундамента, рассмотренные выше.

В позднемеловую, палеоценовую и эоценовую эпохи тектонические условия существенно меняются. Господствующую роль приобретает субширотная тектоническая зональность. Длительное ее воздействие обуславливает постепенную перестройку общего структурного плана региона (рис. 13, 14).

Максимальные прогибания испытывали северная и особенно северо-западная части Равнинного Крыма вместе с прилегающими районами Черного моря примерно до Одесского глубинного разлома, где в это время формировался субширотный Каркинитско-Северо-Крымский прогиб. Южнее развивается Новоселовское поднятие. Возобновляются восходящие движения в пределах Среднеазовского мегаподнятия, значительная часть которого, вероятно, приподнимается выше уровня моря. К северу от него продолжает развиваться Северо-Азовский прогиб. В юго-западных районах Равнинного Крыма в начале позднемеловой эпохи закладываются неглубокие Альминская и Калиновская депрессии [9, 51], несколько замедляется формирование Каламитского поднятия.

По мере развития субширотных структурных элементов северо-западная тектоническая зональность постепенно подавляется. Однако ее влияние на распределение мощностей накапливающихся отложений продолжается длительное время. Особенно это касается таких структурных элементов, как Симферопольское поднятие, Балашовский выступ, Орловско-Красноперекоевская зона поднятий, которые отчетливо проявляются в виде поперечных структурных осложнений вплоть до олигоценового времени, благодаря периодическому возобновлению в их пределах относительных воздыманий. Отрицательные структурные элементы северо-западного простирания перерабатываются несколько быстрее, чем положительные. Восточная (Елизаветовско-Тарасовская) центриклиналь Тарханкутско-Михайловского прогиба проявилась в распределении мощностей только сеноманских и турон-сантонских отложений. В кампанский и маастрихтский века на этом участке усиливаются восходящие движения, и он причленяется к растущему Новоселовскому поднятию. Новоалексеевско-Каховский прогиб прекратил свое существование в конце сеномана.

В юго-восточной части Равнинного Крыма в позднемеловую и палеоценовую эпохи субширотная тектоническая зональность была выражена гораздо слабее, в связи с чем структурные элементы северо-восточного простирания почти не подавлялись. В позднемеловое время по-прежнему интенсивно формируется Шубинско-Южно-Азовская и Зуйско-Усть-Салгирская зоны поднятий, о чем свидетельствует сильное сокращение соответствующей части разреза на Шубинской, Гончаровской, Найденовской, Нижнегорской и других площадях. Северо-Арабатская депрессия постепенно теряет свою самостоятельность, причленяясь к субширотному Каркинитско-Северо-Крымскому прогибу. Однако северо-восточная тектоническая зональность отчетливо проявляется здесь вплоть до позднего эоценового времени.

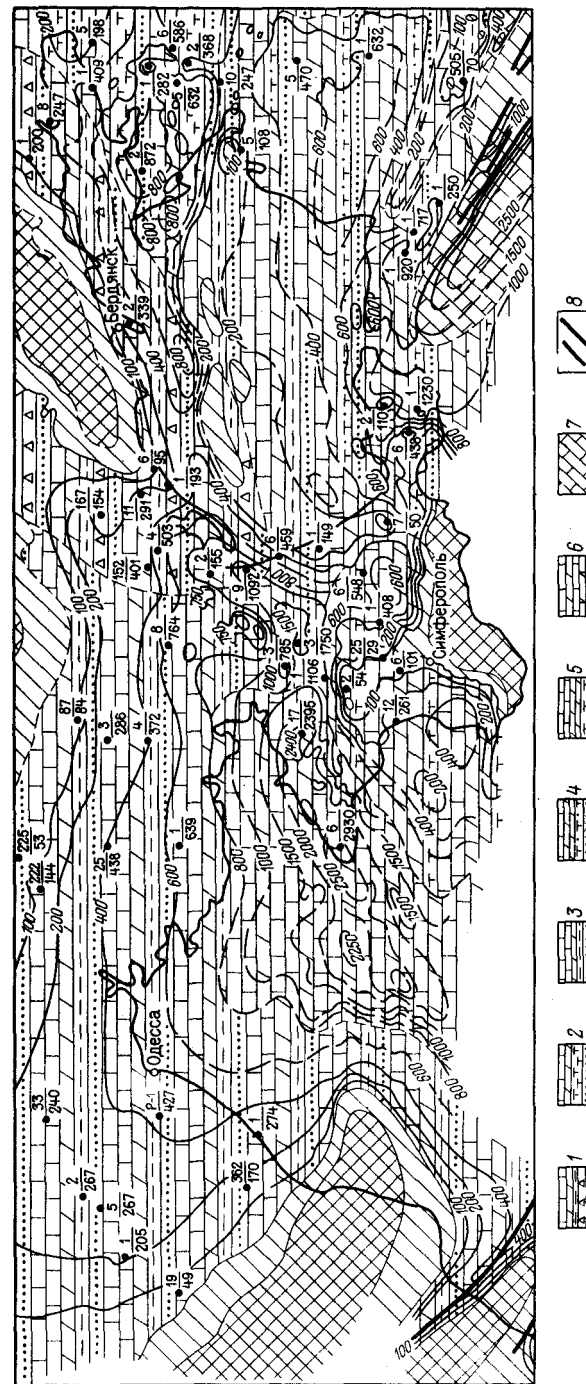


Рис. 13. Схематическая карта литофаций и мощностей верхнемеловых отложений юга СССР и прилегающих районов. Составили А. Е. Каменецкий, А. Д. Гурова, В. Е. Железняк, Л. В. Покровская.

1 — мергели, известняки, обычно песчано-глинистые, прослоями мелотоподобные, опоки, спонголиты, глины, в разной степени известковистые и песчанистые, песчаники; 2 — глины известковистые ($> 60\%$), мергели, известняки, алевролиты, песчаники; 3 — известняки ($> 60\%$), прослоями глинистые, мелотоподобные или кремнистые, мергели, глины в разной степени известковистые и песчаные; 4 — мергели ($> 60\%$), известняки, часто глинистые, глины известковистые и песчаные, песчано-алевритовые породы; 5 — известняки, глинистые известняки и мергели, простой известковистых глин; 6 — известняки и глинистые известняки ($> 60\%$), мергели; 7 — флиш терригенно-карбонатный; 8 — разрывные нарушения.

Остальные условные обозначения см. рис. 9 и 12

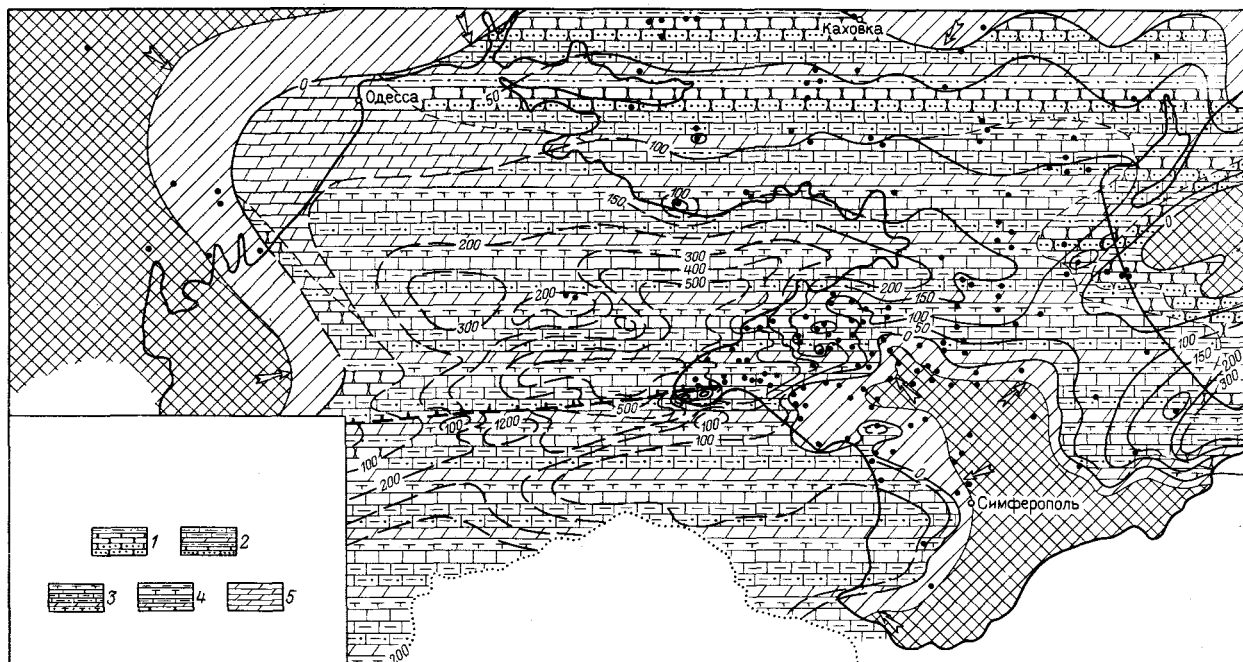


Рис. 14. Схематическая карта литофаций и мощностей дат-качинских отложений северо-западной части акватории Черного моря и прилегающих районов суши. Составил А. Т. Богаец

1 — песчанники, алевролиты, прослои песчанистых глин; 2 — органогенно-детритовые песчано-глинистые известняки (40 — 60 %), прослои алевролитов, песчанников, глин, мергелей, изредка опок; 3 — органогенно-детритовые известняки (>60 %), часто глинистые или песчано-глинистые, прослои мергелей, известковистых глин, местами алевролитов, песчанников, опок; 4 — глины (>60 %), прослоями известковистые, песчаные мергели, глинистые известняки, редкие прослои алевролитов и песчанников; 5 — мергели. Остальные условные обозначения см. рис. 9 и 12

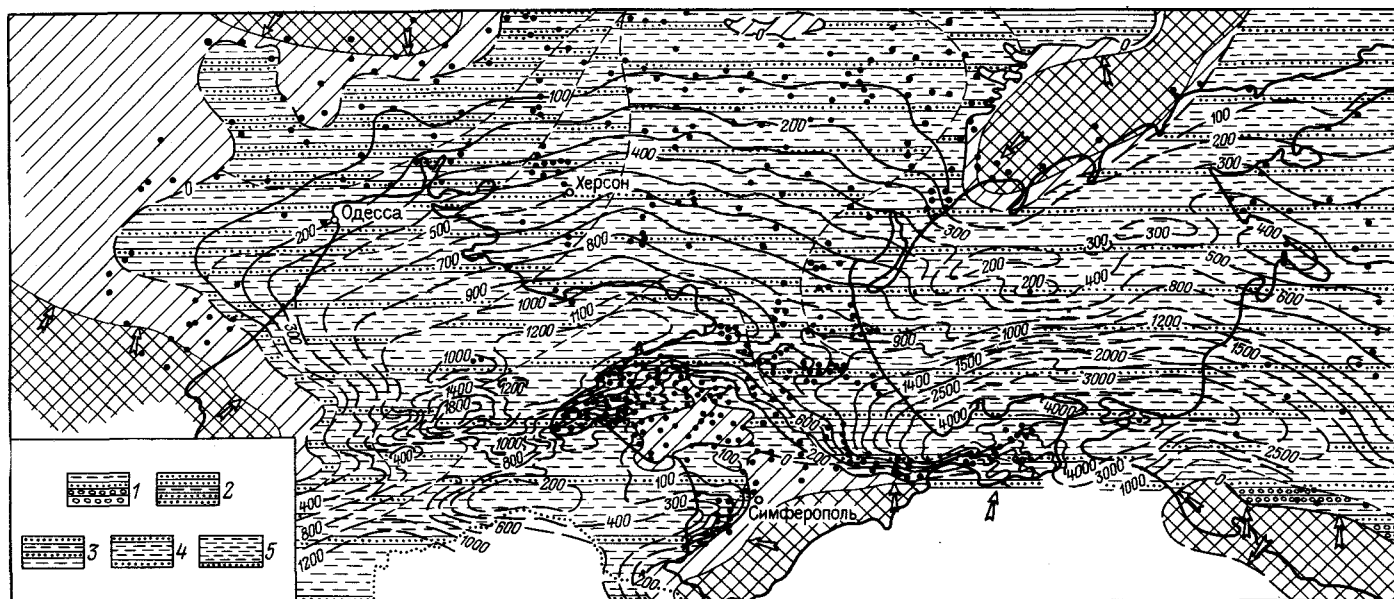


Рис. 15. Карта литофаций и мощностей майкопских отложений юга СССР и прилегающих районов. Составили А. Т. Богаец, Б. И. Денег, В. Е. Железняк, А. Е. Каменецкий. Л. Г. Плахотный, А. Д. Самарский

1 — брекчии, конгломераты, песчанники (>75 %) и глины (до 25 %); 2 — пески (песчанники) и алевролиты с прослоями глин; 3 — чередование песков (песчанников) и алевролитов с глинами; 4 — глины с частыми прослоями песков и алевролитов (20 — 40 %); 5 — глины с прослоями алевролитов, реже мелкозернистых песков (10 — 20 %). Остальные условные обозначения см. рис. 9 и 12

Конец палеоценовой эпохи характеризуется некоторым общим воздыманием территории, более интенсивным формированием положительных структурных элементов и усилением связи между поднятиями центральных полос Равнинного Крыма и акватории Азовского моря.

Тектонические условия ранне- и среднеэоценового времени почти не отличались от тектонического режима палеоценовой эпохи. Существенные изменения происходили в позднем эоцене и особенно в олигоцене — раннем миоцене. Они заключались в усилении прогибания на большей части рассматриваемой территории и в окончательном становлении субширотной тектонической зональности. Наиболее ярко она была выражена в юго-восточных районах Равнинного Крыма, в северной части Керченского полуострова и в прилегающей полосе акватории Азовского моря, где в это время формировался крупный Индоло-Кубанский прогиб, втянувший в опускание Средне-Азовское мегаподнятие и положительные структурные элементы северо-восточного простирания в юго-восточной части Равнинного Крыма (рис. 15).

К началу чокракского времени все главные структурные элементы региона были уже в основном сформированы. В миоцене в общем наследуется тектонический режим олигоценовой эпохи.

Из всего изложенного видно, что современная структура платформенного чехла юга СССР и прилегающих районов акваторий Черного и Азовского морей сформировалась в условиях наложения субширотной тектонической зональности, господствовавшей в позднемеловое — неогенное время, на сложно построенный структурный план раннемелового этапа развития региона, существенно отражающий строение фундамента. Результатом такой интерференции и явилось наблюдающееся здесь разное простирание складок.

Глава IV НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ЛОВУШКИ И РАЙОНЫ ИХ ВЕРОЯТНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК

Тектонический режим молодой плиты в мезозойское — неогенное время, а окраины древней платформы в Западном Причерноморье и в палеозое обуславливал неоднократное чередование нисходящих и восходящих движений. Следствием этого явились частое перемещение береговых линий морей, изменение условий осадконакопления, образование перерывов и несогласий и чередование пород различного литологического состава. Работами многих исследователей установлено, что для молодых платформ характерно как унаследованное, так и наложенное развитие тектонических форм в процессе формирования чехла [55]. В силу значительной подвижности складчатого основания Скифской плиты в мезозое — кайнозое наблюдались неоднократные изменения тектонического плана региона, образование новых источников сноса внутри обширного бассейна осадконакопления, региональных и локальных несогласий, довольно кардинальные изменения палеогеографических условий осадконакопления. Так как почти вся территория Скифской плиты сохраняла тенденцию к погружению, большинство ранее существовавших в ее пределах приподнятых участков в настоящее время оказались погребенными (Среднеазовское, Килийско-Змеиное, Каламитское, Северо-Каркинитское и другие поднятия).

В Равнинном Крыму и Присивашье повсеместно наблюдаются несогласное перекрытие более древних отложений меловыми, а также региональный перерыв в осадконакоплении перед средним миоценом.

Нередко устанавливается трансгрессивное залегание верхнемеловых, эоценовых и майкопских отложений. Количество поверхностей несогласия в разрезе растет по мере приближения к источникам сноса обломочного материала.

Индивидуальный характер развития некоторых локальных антиклинальных структур обусловил образование местных перерывов и несогласий, усложняя общий план распределения осадочного материала и создавая предпосылки для образования ловушек неструктурного типа. Распределение на дне бассейна терригенного материала в сложных и меняющихся палеогеографических условиях, существовавших во время накопления отложений палеозоя, мела — неогена, еще более усложнялось морскими течениями, проходившими как вдоль береговых линий в районе заливов, так и в более удаленных частях бассейна. Они разносили алеврито-песчаный материал и обуславливали образование коллекторов разной формы

и мощности. В периоды поднятий и осушений отдельных участков территории в их пределах формировались речная сеть и другие формы эрозийного рельефа, врезаемые в коренные породы и заполненные аллювиальными отложениями, а в прибрежных районах происходило накопление терригенного материала в виде конусов выноса, дельт и авандельт древней речной сети.

Весьма существенное влияние на формирование ловушек неантиклинального типа имели периодические усиления тектонической активности, сопровождавшиеся образованиями разрывных нарушений и проявлением вулканизма. Особенно большую роль сыграли последние на раннемеловом этапе развития территории, обуславливая образование литологически экранированных ловушек в районах выклинивания вулканических пород. Форма и размеры этих ловушек крайне изменчивы и пока слабо изучены [55].

Крупные долгоживущие разломы фундамента обычно отражаются в чехле в виде флексур и ступеней, на погружающихся крыльях которых длительное время могли происходить накопление терригенного материала и формирование литологически и стратиграфически экранированных ловушек (западное продолжение Тимашевской ступени, районы северного и южного бортов Каркинитского прогиба, склоны Килийско-Змеинового поднятия, бортовая часть Предбурдужского прогиба и др.). Более мелкие нарушения, вдоль которых происходило смещение отдельных блоков локальных поднятий, способствовали развитию тектонически экранированных ловушек (приразломные антиклинали Северо-Азовской впадины, складки Тарханкутского полуострова). Залежь газоконденсата такого типа выявлена в отложениях нижнего мела на периклинали Западно-Октябрьского поднятия. С опусканием по разломам участков структуры связана также зональная нефтегазоносность верхнемеловых отложений Серебрянской площади.

Таким образом, в геологической истории Крыма, Причерноморья и прилегающих акваторий неоднократно возникали условия, благоприятные для образования неантиклинальных ловушек разных типов. Возрастной диапазон отложений, к которым они приурочены, весьма широк — от палеозоя до неогена (рис. 16).

В палеозойских образованиях Западного Причерноморья достаточно хорошо прослеживается Вишнево-Арцызская зона выклинивания девонских терригенных и карбонатных отложений, расположенная у северной границы Предбурдужского прогиба и частично в пределах области сравнительно неглубокого залегания кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Преимущественно глинистые образования нижнего девона с прослоями, реже пачками песчано-алевритовых пород и карбонатные образования среднего — верхнего девона, переслаивающиеся в отдельных частях разреза с ангидритами, выклиниваются к северу, ограничиваясь разрывным нарушением, за которым на доюрскую эрозионную поверхность выходят силурийские отложения. На выклинивающихся поровых и трещинно-поровых коллекторах девона, обладающих удовлетворительными емкостными и фильтрационными свойствами, с угловым несогласием залегают среднеюрские, преимущест-

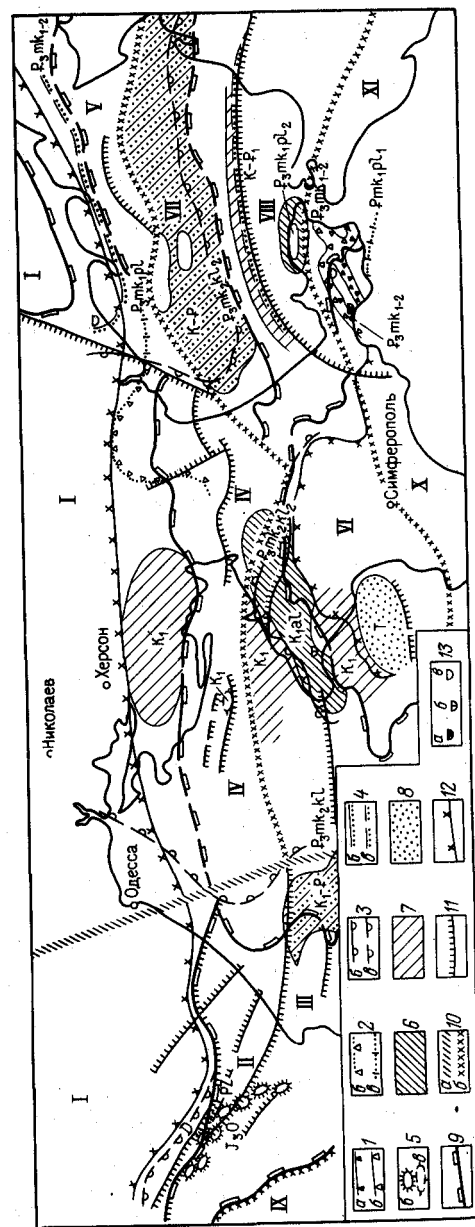


Рис. 16. Карта распространения неантиклинальных ловушек нефти и газа. Составили А. Т. Богдаев, Б. И. Денег, С. М. Захарчук, А. Е. Каменецкий, А. Д. Самарский

Зоны, перспективные для поисков залежей углеводородов (а — с выявленными в них залежами нефти и газа; б — достоверные; в — предполагаемые): 1 — литологического экранирования пород, 2 — стратиграфического выклинивания пород над несогласием, 3 — стратиграфического выклинивания пород под несогласием, 4 — сокращения мощности песчано-алевритовых пород, возможно сопровождаемого литологическим и стратиграфическим экранированием ловушек; 5 — распространения рифовых массивов; районы предполагаемого распространения перспективных зон на нефть и газ; 6 — литологически экранированных ловушек; 7 — стратиграфически экранированных ловушек над несогласием; 8 — стратиграфически экранированных ловушек под несогласием; 9 — границы основных структурных элементов; 10 — разломы; 11 — границы субмеридиональных, 12 — границы малопротяженных территорий в пределах нефтегазоносных областей; 13 — неантиклинальные залежи; а — нефтяные, б — нефтегазовые и газоконденсатные, в — газовые; 14 — Украинский кристаллический массив и его южный склон; 15 — Предбурдужский прогиб; 16 — Килийско-Змеиное поднятие; 17 — Каркинитско-Северо-Крымский прогиб; 18 — Северо-Азовский прогиб; 19 — Крымско-Центрально-Крымское мегаподнятие; 20 — Среднеазовское мегаподнятие; 21 — Индо-до-Кубанский прогиб; 22 — северо-западное погружение Добруджского складчатого сооружения; 23 — Кавказское складчатое сооружение Крыма и его восточное погружение

венно глинистые отложения, являющиеся непроницаемой крышкой. О перспективности этой зоны свидетельствуют притоки нефти, полученные из средне- и верхнедевонских карбонатных пород на Саратовской площади, и слабые притоки газа из нижнедевонских отложений на Баурчинской структуре.

Заслуживает внимания Ореховско-Суворовский участок выклинивания палеозойских отложений, представляющий собой выступ верхнепротерозойских пород, осложняющий строение северного борта Преддобруджского прогиба. Имеющиеся материалы позволяют предполагать быстрое наращивание разреза на склонах Ореховско-Суворовского выступа за счет терригенных и карбонатных образований прежде всего девонского, каменноугольного и пермо-триасового возраста. Залегающие выше среднеюрские глины и аргиллиты обеспечивают экранирование поровых и трещинно-поровых коллекторов, широко развитых, судя по соседним площадям, в толще палеозойских отложений этого района.

В Западном Причерноморье значительный интерес может также представить Алуатско-Килийская зона рифогенных образований верхней юры, протягивающаяся дугой с северо-запада на юго-восток почти через весь Преддобруджский прогиб. Органогенные известняки оксфорда мощностью до 400 м, среди которых преобладают биогермные разности, залегают на келловейских отложениях, местами переходя на породы палеозойского возраста. Они обладают хорошими коллекторскими свойствами. На большей части территории развития древние рифы перекрываются глинисто-карбонатными и гипсо-ангидритовыми образованиями кимериджа — титона, являющимися надежной крышкой [49]. Бурение и результаты и гидрогеологических исследований показывают, что перспективы нефтегазоносности зоны следует связывать только с юго-восточной ее частью, расположенной в приосевой зоне и на южном борту Преддобруджского прогиба, где и были зафиксированы нефтепроявления из верхнеюрских отложений (севернее г. Измаил).

Район предполагаемого распространения неантиклинальных ловушек в палеогеновых, меловых и, возможно, юрских отложениях приурочен к южному склону и восточному погружению Килийско-Змеиног поднятия. Характер изменения литофаций осадочного чехла позволяет предполагать развитие на его склонах и восточном погружении стратиграфически экранированных ловушек, которые сформировались в результате выклинивания мезозойских и кайнозойских отложений, широко развитых в пределах Каркинитско-Северо-Крымского прогиба и в районах, расположенных южнее и восточнее Килийско-Змеиног поднятия. Такое предположение основывается на результатах сейсмических работ, которыми прослежено несколько зон выклинивания отражающих горизонтов в толще пород мезозойского и палеогенового возраста.

Еще восточнее, у берегов Крымского полуострова, ожидается наличие стратиграфически экранированных ловушек, приуроченных к триасовым известнякам типа евпаторийских, которые, очевидно, распространены и в прилегающих районах акватории (в пределах Каламитского поднятия).

На северном склоне и западном погружении этого поднятия предполагается развитие стратиграфически экранированных ловушек также и в нижнемеловых отложениях. По мере приближения к своду поднятия наблюдается сокращение нижнемелового разреза за счет нижней его части. Выклинивающиеся отложения являются трансгрессивным базальным комплексом нижнего мела и представлены в основном песчаниками и алевролитами, образовавшимися в условиях мелкого моря [29]. Увеличение количества песчано-алевритового материала и уменьшение мощности по мере приближения к Каламитскому поднятию наблюдаются и в терригенных комплексах альбского яруса. Участки со сходным характером залегания песчано-алевролитовых пачек альба наблюдаются местами и восточнее, уже на склонах Новоселовского поднятия (в районе городов Евпатория и Крыловка). Надежной крышкой для этих терригенных отложений служат глинистая и карбонатно-глинистая толщи альба.

В северо-западной части Крыма в ряде районов предполагается распространение перспективных на нефть и газ литологически экранированных ловушек в толще альбских отложений, приуроченных к южному борту и приосевой зоне Каркинитско-Северо-Крымского прогиба. Развитие этих ловушек обусловлено проявлениями раннемелового вулканизма и связанными с ними линзовидными телами песчаников, туфов и туффитов, замещающих по мере удаления от вулканов прижерловые фации андезитовых порфиритов. Как возможные резервуары могут рассматриваться и краевые трещиноватые зоны лавовых потоков, характеризующиеся удовлетворительными коллекторскими свойствами. Структурно-литологические и литологически экранированные ловушки над несогласием ожидаются также на ряде участков вблизи локальных палеоподнятий альбского времени, где вследствие периодического обмеления морского бассейна формировались пласты и пачки алевролитовых пород (Серебрянское поднятие и др.). Непроницаемыми крышками служат глинистые образования, составляющие большую часть альбского разреза, и мергели, залегающие в его верхах. О возможной нефтегазоносности этих отложений свидетельствуют притоки газа из вулканокластических и песчано-алевролитовых пород альбского возраста на Западно-Октябрьской, Северо-Серебрянской и Серебрянской площадях.

Весьма перспективным с точки зрения обнаружения неантиклинальных ловушек является район северного побережья Тарханкутского полуострова и примыкающей к нему акватории Каркинитского залива. Здесь при общем воздымании поверхности домеловых отложений и нижних горизонтов нижнего мела к побережью залива и далее на север наблюдаются развитие существенно терригенных фаций и выклинивание отдельных литологических пачек в низах мелового разреза. Анализ распространения и состав обломочного материала нижнемеловых песчаников позволяют некоторым исследователям предполагать локализацию раннемелового палеоподнятия в районе Каркинитского залива. Оно было сложено преимущественно породами триас-юрского (?) возраста и в значительной мере определило распределение терригенных отложений нижнего мела в этом районе. Окончательно под уровень моря палеосуша погрузилась в конце

альба и была перекрыта глинисто-мергельной толщей, надежно экранирующей стратиграфические ловушки на склонах поднятия [29].

На северном борту Каркинитско-Северо-Крымского прогиба по данным сейсморазведочных и электроразведочных работ в толще меловых отложений прослежена Северо-Каркинитская зона флексур. В низах осадочного чехла флексура переходит, очевидно, в разлом, восточное продолжение которого установлено в районе Перекопского перешейка и южнее Балашовской площади. Наиболее резким уменьшением мощности отложений, сопровождающимся, очевидно, выклиниванием отдельных горизонтов, характеризуется в этой зоне нижнемеловая часть разреза. На приподнятом крыле флексуры возможно развитие биогермных образований, о чем свидетельствуют рифогенные известняки нижнемелового возраста на Тендровской площади, а также некоторые сейсмические материалы по прилегающей части Каркинитского залива. Непроницаемыми покрывками здесь являются достаточно мощные пачки глин, приуроченные к средне- и верхне-альбским отложениям.

Севернее, на южном склоне Украинского массива в районе Чаплинки, предполагается развитие неантиклинальных ловушек в нижней части мелового разреза. Бурением здесь установлено выклинивание базальных слоев нижнего мела в пределах некоторых палеоподнятий, затоплявшихся раннемеловым морем только в периоды максимальной его трансгрессии. Такое явление можно ожидать и на других участках этого района (Вадимовская, Большеклиновская структуры и др.). Развитые на склонах этих палеоподнятий базальные слои представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, обладающими хорошими коллекторскими свойствами. Выше-залегающие глины средне-верхнеальбского возраста служат надежной покрывкой.

Несколько восточнее, также в пределах южного склона Украинского массива, располагается Сокологорненская зона стратиграфического выклинивания алевролито-песчаных пород, залегающих в основании майкопской серии. Выклинивающиеся песчаники и алевролиты обладают хорошими емкостными и фильтрационными свойствами и перекрываются надежной глинистой покрывкой. Зона такого выклинивания установлена в Приазовье в результате бурения на Новоалексеевской, Генической, Сокологорненской, Фрунзенской площадях и др. Судя по палеогеографическим построениям, выклинивание продолжается к востоку в пределы северо-западной и северной частей акватории Азовского моря, где и представляет интерес для поисково-разведочных работ [35].

Сокращение мощностей отложений майкопской серии намечается также вдоль северного борта Северо-Азовского прогиба у южных окончаний Обиточной и Бердянской кос. Однако степень изученности зоны пока не позволяет выделить конкретные участки для поисков ловушек.

Федотовско-Ахтырская зона стратиграфического выклинивания пачек песчано-алевролитовых пород в разрезе верхнекерлеутского горизонта майкопской серии приурочена главным образом к южному склону и западному погружению Среднеазовского мегаподнятия и протягивается в пределы Восточно-Европейской платформы. Она проходит вблизи

Стрелкового и Бейсугского газовых месторождений с продуктивными горизонтами в верхнекерлеутских отложениях, чем и обосновывается ее перспективность [35].

В пределах Среднеазовского мегаподнятия располагается район предполагаемого развития стратиграфически экранированных ловушек. В его присводовой части ожидаются уменьшение мощностей нижнего мела, эоцена, олигоцена, полное или частичное выпадение из разреза нижне-, верхне-меловых, палеоценовых и нижней части эоценовых отложений [29, 32]. На ряде локальных участков (Обручевская, Электроразведочная антиклиналь) установлено залегание резко сокращенного разреза майкопа на домеловом основании. Приподнятое положение рассматриваемого структурного элемента в неокме (раннеальбское, верхнемеловое — нижнеэоценовое), а отдельных его частей — в течение почти всего периода формирования осадочного чехла и последующее его погружение обуславливают широкое развитие трансгрессивных комплексов и дают основание выделить здесь обширный район развития стратиграфически экранированных ловушек над и под несогласиями в отложениях мела — палеогена, особенно на его южном склоне.

Развитие антиклинальных ловушек в южной части Азовского моря приурочивается к присводовым частям и склонам Шубинско-Южно-Азовской зоны палеоподнятий. В пределах этой зоны на ее западном (скв. 7 Шубинская) и восточном (Шапсуго-Апшеронский вал) периклинальных окончаниях бурением установлено резкое сокращение или полное выклинивание верхнемеловых пород. К югу и северу от нее предполагается увеличение полноты и мощности верхнемелового разреза. Знакопеременными движениями эта зона характеризовалась и в палеоцен-эоценовое время, а окончательно перекрылась водами моря в майкопе и неогене, будучи вовлеченной в опускание, связанное с формированием Индоло-Кубанского прогиба. Высказанное позволяет предполагать развитие литологически и стратиграфически экранированных ловушек в верхнемеловых и в меньшей мере палеоцен-эоценовых отложениях района Шубинско-Южно-Азовской зоны поднятий, надежно перекрытых глинами майкопа.

В Керченском районе литологически экранированные ловушки связаны с линзовидными прослоями и пачками алевролитов и мелкозернистых песчаников, приуроченных обычно к верхам эоцена — низам майкопа и к верхнекерлеутскому горизонту среднего майкопа. Они характеризуются удовлетворительными коллекторскими свойствами; покрывками являются глины, доминирующие в разрезе майкопской серии. Основные области размыва, поставившие значительную часть обломочного материала, располагались на севере (Украинский щит, его Приазовский выступ, Среднеазовское мегаподняtie) и на юге (мегантиклинорий Горного Крыма). Это положение подтверждается обнаружением 100-метровой преимущественно песчанистой нижнемайкопской пачки на севере Керченского полуострова в скв. 1 Булганакская и наличием прибрежных груботерригенных отложений в основании майкопской серии (дюрменские слои) на юге. В конце эоцена — начале майкопа на Керченском полуострове существовали линейно вытянутые зоны поднятий (Мошкаревско-Селезневско-Фонтановская,

Белобродско-Краснопольская и др.), влиявшие на распределение обломочного материала, поступавшего с юга, севера, а возможно, и с востока. Временами локальные участки этих зон (Мошкаревская, Горностаевская, Фонтановская складки) также подвергались размыву. В присводовых частях палеоподнятий установлено несогласное залегание майкопских отложений на эоценовых. Анализ материалов по Керченскому полуострову и Южному Предкавказью показывает, что зоны развития песчано-алевритового материала приурочены к склонам палеоподнятий и как бы окаймляют сводовые части современных локальных складок. Сами же ловушки располагаются на периклинальных и крыльевых частях структур. В настоящее время газовая залежь в ловушке такого типа разведывается на Фонтановской антиклинали.

Поиски залежей углеводородов в неантиклинальных ловушках рассматриваемого региона сопряжены со значительными трудностями, так как многие перспективные горизонты залегают на достаточно больших глубинах. Это сдерживает широкое использование бурения и увеличивает роль геофизических (главным образом сейсморазведочных) исследований в комплексе поисковых работ. Эффективное ведение последних немыслимо без детальных целенаправленных геолого-геофизических исследований, которые до сих пор проводились в недостаточных объемах.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЛОВУШЕК УГЛЕВОДОРОДОВ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Поиски неантиклинальных ловушек в различных стратиграфических комплексах пород Равнинного Крыма выполнены на базе интерпретации материалов промысловой геофизики, сейсморазведки и бурения. Процесс исследований был разделен на два этапа: рекогносцировочные поиски, ограничивающиеся выявлением разнотипных латеральных барьеров, и детальные площадные поиски неантиклинальных ловушек в отдельных стратиграфических подразделениях. Для прогноза и поисков неантиклинальных ловушек по данным сейсморазведки составлялись структурные карты, выделялись разрывные нарушения, зоны выклинивания отдельных горизонтов, а по данным промысловой геофизики и бурения проводились корреляционная увязка разрезов скважин, выявление и прослеживание перерывов в осадконакоплении, выделение пластов-коллекторов, трассирование границ их литологического выклинивания и фациального замещения.

В пределах Тарханкутского полуострова выполнен первый этап исследований по поискам ловушек неантиклинального типа. В результате выяснилось, что наиболее широко развиты здесь тектонические латеральные барьеры. Это создает благоприятные условия для возникновения тектонически экранированных ловушек на моноклиналях и крыльях локальных складок.

Комбинированные ловушки, образованные в отложениях верхнего мела, палеоцена и эоцена сочетанием антиклинальных структур, наклонных моноклиналий и разрывных нарушений, намечаются главным образом на

крыльях и в меньшей мере периклиналях Оленевского, Карлавского, Донузлавского и других поднятий. С целью уточнения строения этих участков, трассирования разрывов и поисков залежей углеводородов здесь рекомендуется постановка детальных сейсмических исследований с последующим бурением поисковых скважин глубиной 1000 – 2700 м (рис. 17).

Прослеженные в отложениях верхнего мела и палеогена многочисленные перерывы в большинстве своем не образуют существенных несогласий в залегании под- и надперерывных образований, что не позволяет ожидать здесь широкого развития стратиграфически экранированных ловушек. По-видимому, незначительную роль играют и чисто литологические ловушки.

В отложениях мела восточной части Равнинного Крыма и Присивашья широко развиты разрывные нарушения и связанные с ними латеральные барьеры, что создает благоприятные условия для возникновения в них прежде всего тектонически экранированных ловушек. Наиболее перспективным объектом поисков таких ловушек можно считать базальные слои нижнего мела на восточной периклинали Стрелкового поднятия (море) и в районе с. Балашовка.

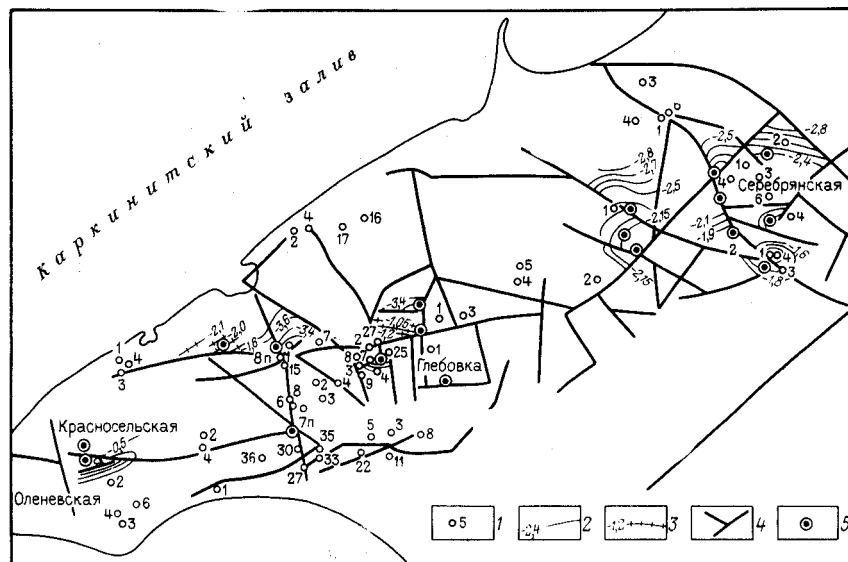


Рис. 17. Карта прогнозируемых тектонически экранированных ловушек в отложениях палеогена и мела северо-западной части Равнинного Крыма. Составили В. М. Смелянский, Л. В. Груба, В. А. Мелешко

1 — пробуренные скважины; изогипсы (в км) отражающих горизонтов в отложениях: 2 — верхнего мела (турон), 3 — дат-ингерманского возраста; 4 — разрывные нарушения по данным сейсморазведки; 5 — рекомендуемые скважины на прогнозируемых неантиклинальных ловушках

Базальная пачка песчаников и алевролитов нижнего мела весьма перспективна также для поисков в ней стратиграфически экранированных залежей нефти и газа, возникновение которых может быть связано с выклиниванием этой пачки в случае захоронения древних береговых линий вышележащими глинами и аргиллитами. Подобного рода барьер намечается в районе Генической моноклинали к северу от скв. 10, в пределах Большеклиновского и Чаплинского локальных поднятий и на некоторых других участках исследуемой территории.

Перспективы поисков разнотипных ловушек в карбонатных отложениях верхнего мела — эоцена в настоящее время до конца не выяснены, так как геолого-геофизическая изученность этого комплекса, по видимому, недостаточна для выявления закономерностей изменения коллекторских свойств по площади. Стратиграфически экранированные ловушки и залежи в верхнем мелу могут связываться с внутрисантонской поверхностью несогласия, где наблюдаются благоприятные для формирования таких ловушек соотношения покрывающих и подстилающих пород. В районе западного крыла Восточно-Джанкойского поднятия возможно существование литологической ловушки, где в кампанских отложениях происходит латеральное замещение песчаников слабопроницаемыми глинистыми известняками.

Некоторые перспективы в отношении поисков литологически экранированных залежей нефти и газа в восточной части Равнинного Крыма и Присивашья можно связывать с верхнепалеоценовыми и эоценовыми отложениями, которые здесь частично опесчаниваются и становятся карбонатно-терригенными, но на значительной части территории не имеют надежных покрывших.

Вопрос поисков тектонически экранированных ловушек в карбонатных отложениях верхнего мела решается более определенно, хотя перспективы их, по-видимому, весьма ограничены. Первоочередной интерес могут представлять прогнозируемые ловушки в детрит-песчанистых известняках кампана и песчанистых известняках маастрихта, контактирующих по сбросу со слабопроницаемыми глинистыми известняками и мергелями на северном крыле Славянского поднятия, а также на Чонгарской моноклинали.

Для поисков литологически и стратиграфически экранированных ловушек весьма перспективны олигоцен-нижнемиоценовые образования восточной части Равнинного Крыма, где в их разрезе наблюдается довольно частое чередование песчано-алевритовых и глинистых пород. Здесь выделено 16 пластов-коллекторов, отделенных друг от друга глинистыми пачками.

В результате площадных поисков неантиклинальных ловушек в отложениях палеогена восточной части Равнинного Крыма и Присивашья выявлено 16 неструктурных ловушек (рис. 18), 11 из которых классифицируются как стратиграфические, а пять как литологические.

Стратиграфические ловушки (II, III, VIII — XIII, XVI) в майкопских отложениях связаны с предсреднемиоценовым перерывом. Почти все они сформировались на моноклинали и представляют собой стратиграфичес-

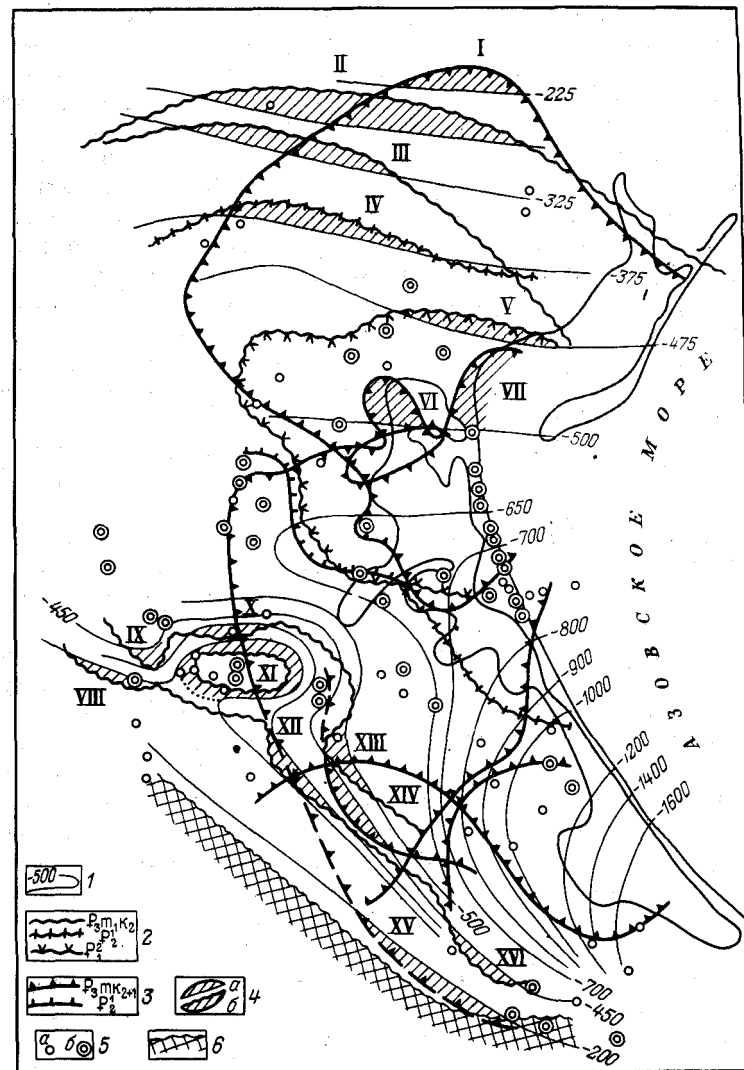


Рис. 18. Карта прогнозируемых стратиграфически и литологически экранированных ловушек в отложениях палеогена восточной части Равнинного Крыма и Присивашья. Составили В. М. Смелянский, Л. В. Груба, В. А. Мелешко

1 — изогипсы (в м) подошвы каротажного репера в нижней части верхнего керлуэта; границы выклинивания коллекторов-ловушек: 2 — стратиграфических, 3 — литологических; 4 — экранированные ловушки: а — литологические, б — стратиграфические; 5 — скважины: а — структурные, б — поисковые; 6 — отсутствие каротажного репера

1 — XVI — стратиграфические и литологические ловушки

кие ловушки. Исключение составляет ловушка XI, являющаяся результатом комбинации Джанкойской складки и стратиграфического барьера.

Ловушки IV и V, прогнозируемые в палеоцен-эоценовых отложениях, контролируются соответственно предверхнеэоценовым и предверхнепалеоценовым перерывами. Обе ловушки классифицируются как стратиграфические, поскольку они образовались на моноклинали. Ловушка IV относится к подтипу стратиграфически экранированных, расположенных под поверхностью несогласия. Латеральным барьером у нее служат нижнеэоценовые глины и среднеэоценовые глинистые известняки, а вертикальным — мергели верхнего эоцена. Ловушка V рассматривается в качестве стратиграфической ловушки, примыкающей к поверхности несогласия сверху. Латеральным барьером являются здесь плотные нижнепалеоценовые известняки, а вертикальным — глины верхнего палеоцена, перекрывающие трансгрессивно пласт-коллектор. К сожалению, их перспективность оценивается низко из-за слабых экранирующих свойств покрышек.

Ловушки I, VI, VII, XIV, XV, намечаемые в майкопских отложениях, относятся к типу литологических, поскольку все они сформировались на моноклинали.

Размеры ловушек I — V, VII, XI, XIV — XVI показаны на карте условно из-за недостаточно уверенного трассирования их порогов. Более четко фиксируются контуры ловушек VI, VIII, IX, X, XII, XIII, в связи с чем их размеры возможно определить.

Для выявления возможных залежей нефти и газа в намечаемых неантиклинальных ловушках целесообразно выполнить комплекс геофизических исследований и бурения. В этот комплекс необходимо включить прямые поиски залежей углеводородов, в частности сейсморазведку с использованием дифракционного метода, высокоточную гравиразведку с применением метода полного нормированного градиента силы тяжести, газо- и радиогеохимическую съемки. В случае выявления этими методами признаков залежей углеводородов рекомендуются последующая постановка детальных сейсмических работ способом ОГТ для оконтуривания ловушек в плане, а затем проведение буровых работ.

В пределах юго-восточной части Равнинного Крыма и прилегающих районов Керченского полуострова благоприятными условиями для формирования неантиклинальных ловушек характеризуется стратиграфический диапазон от нижнего мела до неогена. Однако на первый план в качестве объекта для их поисков выдвигаются отложения майкопской серии, так как они везде залегают на глубинах, легко достижимых бурением.

В результате выполненных исследований установлено, что проницаемые породы в разрезе батисифонового горизонта верхнего майкопа развиты в средней его части, где они представлены 3 — 4 пачками глинистых алевролитов. Искрывающие данные о характере распространения этих пачек в настоящее время отсутствуют. На основании имеющихся материалов можно полагать, что их коллекторские свойства в северном направлении улучшаются. На север и запад от осевой части Индоло-Кубанского прогиба распространение пачек глинистых алевролитов контролируется поверхностью предсреднемиоценового размытия.

Значительное увеличение количества песчано-алевролитовых прослоев отмечается в верхнекерлеутском горизонте среднего майкопа. Наибольшая обогащенность среднемайкопских отложений песчано-алевритовым материалом характерна для западной части Керченского полуострова (Андреевская, Каменская, Насырская, Мошкаревская, Владиславовская, Харченковская и другие структуры). В восточном направлении — в сторону Селезневской, Слюсаревской площадей, а также в южном направлении от Андреевской площади прослой песчано-алевритовых пород постепенно замещаются глинами. Замещение к югу происходит параллельно с региональным сокращением их мощности. Распространение проницаемых прослоев верхнекерлеутского горизонта к западу от Владиславовской площади проследить пока не удалось. Наиболее четко они отмечаются в разрезах скважин Андреевской площади, где по данным стандартного каротажа насчитывается 8 — 9 пачек. Выделенные в разрезах скважин Андреевской площади пачки и отдельные песчано-алевролитовые пласты хорошо увязываются в скважинах Насырской, Каменской, Мошкаревской, Куйбышевской, Фронтальной и Владиславовской площадей.

Сведения о развитии пачек песчано-алевритовых пород в нижнемайкопских отложениях более ограничены и основаны главным образом на материалах поисково-разведочного бурения в пределах антиклинальных структур восточной части Керченского полуострова (Фонтановская, Горностаевская, Булганакская и др.).

Таким образом, в майкопских отложениях Керченского полуострова для поисков неантиклинальных ловушек наиболее перспективными представляются образования среднего майкопа (верхнекерлеутский горизонт) и нижнего майкопа (планорбелловый горизонт), где наблюдается максимальное развитие песчано-алевритового материала.

Поиски неантиклинальных ловушек в пределах рассматриваемой территории на данном этапе исследований ограничивались рекогносцировкой, поэтому выделены лишь латеральные литологические и стратиграфические барьеры и связанные с ними участки, где потенциально возможно формирование стратиграфических и литологических ловушек.

В пределах западной центриклинали Индоло-Кубанского прогиба фиксируется стратиграфическое выклинивание алевролитовых пачек верхнего майкопа (батисифоновый горизонт). Спорадическое появление в основании среднемиоценового разреза глинистых образований, экранирующих предсреднемиоценовую поверхность несогласия, в сочетании с моноклинальным залеганием алевролитовых прослоев батисифонового горизонта создает благоприятные условия для формирования в пределах этой зоны залежей нефти и газа в стратиграфических ловушках. Положение в плане границы стратиграфического выклинивания алевролитовых горизонтов в настоящее время не установлено, поэтому здесь необходимо детальное изучение разреза различными методами.

В среднемайкопских отложениях этого района латеральные барьеры намечаются на участках между скв. 3 Индольская и скв. 784 Восточная и между скв. 774 Восточная и скв. 7 Шубинская. Перспективы поисков залежей углеводородов связаны здесь с, возможно, существующими

ловушками, сформировавшимися в результате стратиграфического выклинивания отдельных граничащих с поверхностью предверхнекерлеутского несогласия алевролитовых пластов верхнего и нижнего керлеута на фоне моноклинального подъема слоев. На первом участке выклинивание алевроитового пласта верхнего керлеута фиксируется над поверхностью предверхнекерлеутского несогласия, на втором — выклинивание нижнекерлеутского песчаника происходит под поверхностью несогласия. В первом случае экраном служат глины, приуроченные к основанию трансгрессивно залегающих верхнекерлеутских отложений, во втором — те же глины и непроницаемые образования, подстилающие стратиграфически выклинивающийся пласт. Для трассирования линий выклинивания пластов-коллекторов и локализации стратиграфических ловушек здесь также необходима постановка комплекса детальных геофизических работ.

В западной части Керченского полуострова выделяются четыре участка, потенциально благоприятных для поисков неантиклинальных ловушек. Два из них расположены в пределах Андреевско-Насырской моноклинали и два — на предполагаемой Андреевской структуре (в присводовой части и на северном крыле). На первых двух участках прогнозируются стратиграфические и литологические, а в пределах Андреевской структуры — комбинированные структурно-литологические ловушки в толще верхнекерлеутских отложений. Поиски залежей на выделенных участках необходимо начать с геолого-геофизических исследований, направленных на прослеживание границ стратиграфического и литологического выклинивания и на изучение конфигурации Андреевской структуры. В дальнейшем рекомендуется бурение поисковых скважин.

Выполненные исследования на Керченском полуострове и на других участках Равнинного Крыма следует в целом рассматривать как начало планомерных работ по поискам неантиклинальных ловушек и связанных с ними залежей.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ

Геотермический режим недр оказывает большое влияние на процессы генерации, миграции и аккумуляции нефти и газа, а также на фазовое состояние углеводородов. Некоторые исследователи указывают на прямую зависимость вертикальной зональности углеводородов от геотермического режима. Например, по К. К. Лэйнду (1967), нижняя граница нефтяной зоны совпадает с изотермой 177 °С, глубина залегания которой определяется геотермическим градиентом участка. Существует также мнение о непосредственной связи геотемпературных аномалий с углеводородными залежами, а природа аномалий объясняется выносом тепла нефтью или водой [17] в неотектоническую стадию развития.

Геотермические условия всего Причерноморья описаны в работе [13], поэтому мы ограничимся рассмотрением территории Крымского полуострова. По термограммам со 135 глубоких скважин объединения Крымморгеология (в среднем по 12-суточным замерам) построена карта геотермических условий на отметке — 1000 м, совмещенная с геологической картой-срезом (рис. 19, табл. 1).

Напряженный тепловой режим Крымского полуострова определяется его принадлежностью к поясу альпийских структур. Фоновая плотность теплового потока в пределах крымского отрезка Скифской плиты составляет 50 — 55 мВт/м² по сравнению с 25 — 42 мВт/м² в смежных областях древней платформы и Черноморской впадины [22]. Аномальные значения плотности теплового потока достигают 105 — 117 мВт/м² на Красновской и Новоселовской площадях [22]. Широкие колебания плотности эндогенного потока тепла определяют дифференцированную структуру температурного поля полуострова.

На плоскости среза — 1000 м температуры изменяются от 34 до 73 °С. Крымский полуостров оконтурен изотермой 45 °С, за обводом которой располагаются области умеренных температур 35 — 40 °С. На фоновом уровне 45 — 50 °С прослеживается несколько крупномасштабных температурных максимумов с контрастностью 14 — 23 °С. Наиболее прогреты недр в Новоселовском районе, на Тарханкутском и Керченском полуостровах, где интенсивность теплового потока достигает значений 117, 92 и 72 мВт/м² соответственно [22].

Закономерности распределения температур подтверждаются данными по средним геотермическим градиентам, диапазон которых составляет 18 — 56 °С/км. Характер изменения термоградиентов по разрезу позволяет расчленить осадочную толщу на три комплекса пород: 1) неоген-палеогеновый карбонатно-терригенный, 2) меловой терригенно-карбонатный,

3) домеловой. Пределы колебаний термоградиентов для мелового и домелового комплексов сужаются до $28 - 32^\circ\text{C}$ и $18 - 23^\circ\text{C}/\text{км}$ соответственно. Термоградиенты в неоген-палеогеновом комплексе обычно выше, чем в меловой толще, однако в области фоновых тепловых потоков (район Присивашья) они приближаются по величине к последним.

Тарханкутская термоаномалия характеризуется высокими величинами геотермических градиентов ($44 - 55^\circ\text{C}/\text{км}$) в северной части полуострова и умеренными ($28 - 33^\circ\text{C}/\text{км}$) в южной его части. В пределах Новоселовской аномалии градиенты изменяются от 33 до $56^\circ\text{C}/\text{км}$, уменьшаясь в Присивашье до $38 - 27^\circ\text{C}/\text{км}$. На Керченском полуострове градиенты увеличены до $30 - 48^\circ\text{C}/\text{км}$. В Горном Крыму, как и в Северном Причерноморье, преобладают значения $23 - 28^\circ\text{C}/\text{км}$. Таким образом, Равнинный Крым и Керченский полуостров заметно выделяются по своим геотермическим параметрам.

Сравнительный анализ колебаний плотности теплового потока по разрезу в пределах геотермоаномалий указывает на связь аномалийных условий с наличием дополнительных источников тепла внутри осадочной тол-

Приведенные температуры и геотермические градиенты, характеризующие геотемпературное поле Крымского полуострова

Пункты замера температур (см. рис. 19)	Площадь	Скважина	Геологический возраст	Интервал глубин, м	Температура на глубине 1000 м, $^\circ\text{C}$	Геотермический градиент, $^\circ\text{C}/\text{км}$
1	Черноморская	1	KZ	1630 - 2160	58,0	44,6
2	Бакальская	1	KZ	1000 - 1835	63,6	49,4
3	"	8	KZ	505 - 1490	63,6	49,5
4	Северо-Серебрянская	3	-	-	48,0	-
5	Карлаевская	4	KZ	400 - 1328	68,5	52,8
6	"	5	K	1295 - 1345	-	26,7
7	"	5	KZ	450 - 1260	67,0	50,0
8	"	7	KZ	500 - 1280	68,6	52,1
9	Краснополянская	5	KZ	500 - 1000	63,9	48,8
10	Глебовская	2	KZ	300 - 1326	67,7	52,2
10	Задорненская	1	KZ	300 - 648	48,3	55,0
11	"	1	K	540 - 3170	-	28,0
11	Красноярская	1	-	-	43,3	-
12	Серебрянская	3	-	-	49,0	-
13	"	4	-	-	46,6	-
14	"	14	-	-	47,9	-
15	Березовская	1	K	2470 - 2530	49,1	33,2
16	Оленевская	3	K	500 - 2670	46,2	30,7
17	Меловая	2	K	500 - 1680	46,0	30,4
18	"	3	K	500 - 2960	44,1	31,1
19	Октябрьская	9	K	500 - 2850	46,0	31,3
20	"	7	K	2000 - 3000	47,7	32,2
21	"	3	K	200 - 2450	47,0	31,0
22	"	2	K	250 - 2850	47,0	33,2
23	Крыловская	1	K	990 - 1550	49,4	35,2
24	Елизаветовская	2	K	960 - 1750	51,4	38,0
25	Тарасовская	1	-	-	56,3*	-
26	Северская	1	KZ	90 - 1470	51,9*	37,0
			к, рк			
27	Новоселовская	1	K	100 - 1380	50,3	34,8
28	"	7	рк	1382 - 2500	-	27,5
29	"	7	K	50 - 1010	73,0	55,9
30	Красновская	3	K	150 - 700	62,0	47,5
31	Евпаторийская	10	K	260 - 700	50,3	38,4
32	"	8	K	199 - 890	53,0	37,4
32	Охотниковская	11	K	500 - 1140	52,5	40,3
33	Новофедоровская	12	K	550 - 940	50,0	38,8

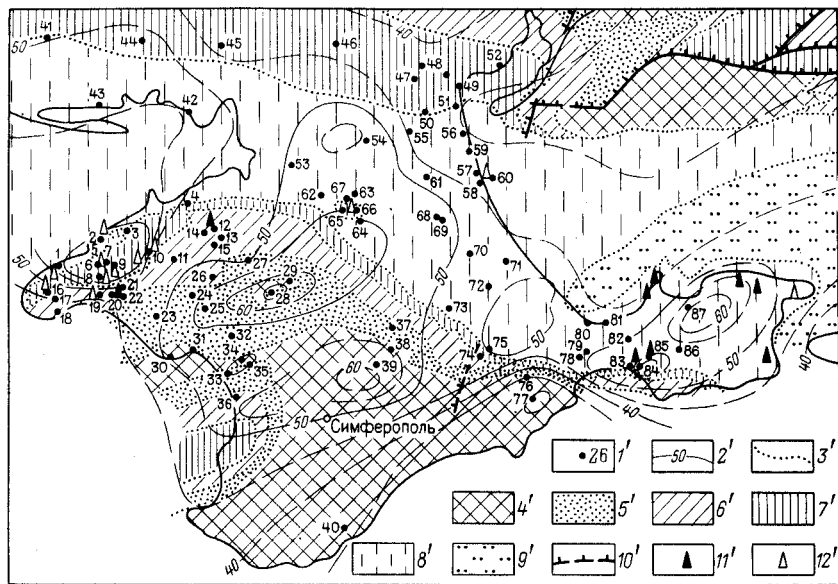


Рис. 19. Схематическая карта геоизотерм на плоскости среза -1000 м. Составил Ю. Х. Овчаренко

1' — пункты замера температур (1 — 87 см. табл. 1); 2' — геоизотермы на отметке -1000 м (в градусах); 3' — стратиграфические границы; отложения: 4 — домеловые, 5 — нижнемеловые, 6 — верхнемеловые, 7 — нижне- и среднепалеогеновые, 8 — майкопские (верхний палеоген и нижний миоцен), 9 — неогеновые; 10' — дизъюнктивные нарушения; месторождения: 11' — нефти, 12' — газа

Пункты замера температур (см. рис. 19)	Площадь	Скважина	Геологический возраст	Интервал глубин, м	Температура на глубине 1000 м, °С	Геотермический градиент, °С/км
34	Сакская	1	К	75 – 880	50,0	37,0
35	"	2	К	750 – 840	50,0	37,1
36	Николаевская	1	К	750 – 1125	54,9	41,9
37	Найденовская	1	К	450 – 1030	51,7	35,2
38	Мельничная	1	К	170 – 810	54,9	36,5
39	Долиновская	4	К	158 – 480	58,9*	37,0
40	Ялтинская	1	рК	90 – 2160	35,9	22,9
41	Большеклиновская	1	—	—	49,0	—
42	Таврийская	1	—	—	54,8	—
43	"	3	—	—	54,6	—
44	"	16	—	—	51,4	—
45	Чаплинская	2	К	1850 – 1930	43,0	23,1
46	Строгановская	7	KZ	200 – 1211	40,9	30,2
47	Новоалексеевская	6	К	2570 – 2600	41,7	28,7
48	Геническая	5	К	1500 – 1650	41,0	28,3
49	"	2	К	1200 – 2740	41,0	28,3
50	Северо-Сивашская	24	KZ	1410 – 1500	42,3	29,6
51	"	25	KZ	1345 – 1520	40,0	27,3
52	"	27	KZ	—	43,5	—
53	Краснопереконская	1	KZ	500 – 1730	50,8	38,3
54	Балашовская	4	KZ	300 – 1500	54,3	41,4
55	"	4	К	1540 – 2470	—	29,5
55	Чонгарская	3	KZ	1480 – 1630	44,7	32,3
56	Стрелковская	2	К	1536 – 1720	40,4	27,7
57	"	7	KZ	480 – 670	42,1	30,0
58	"	8	KZ	450 – 1720	44,1	32,2
59	"	15	—	—	43,7	—
60	"	19	—	—	43,5	—
61	Медведовская	1	KZ	1640 – 1772	48,9	34,3
62	Орловская	2	KZ	490 – 1390	53,3	40,3
63	Джанкойская	24	KZ	20 – 600	50,7	42,6
64	"	1	KZ	230 – 1510	53,0	40,2
65	"	9	KZ	200 – 1120	53,7	42,5
66	"	14	KZ	200 – 900	54,3	41,1
67	"	6	KZ	1010 – 1220	56,0	43,3
68	Славянская	1	KZ	500 – 1525	51,8	39,6
69	"	5	KZ	600 – 1520	50,2	37,4
70	Индольская	740	KZ	40 – 1450	46,0*	33,0
71	"	3	KZ	490 – 1930	47,9	35,5
72	"	7	KZ	500 – 1200	49,5	37,2

Пункты замера температур (см. рис. 19)	Площадь	Скважина	Геологический возраст	Интервал глубин, м	Температура на глубине 1000 м, °С	Геотермический градиент, °С/км
73	Нижегорская	6	KZ	850 – 1750	47,1	36,4
73	"	6	К	1750 – 2730	—	26,3
73	"	6	рК	2730 – 3100	—	18,8
74	Индольская	1	KZ	1000 – 1150	47,2	31,4
75	"	4	KZ	500 – 1360	51,3	36,7
76	Гончаровская	5	рК	490 – 1900	34,3	18,7
77	Планерская	4	рК	480 – 1390	43,5	29,4
78	Владиславовская	17	KZ	500 – 1380	48,1	32,3
79	"	21	KZ	450 – 1100	52,6	38,3
80	Восточная	802	—	—	46,0	—
81	Каменская	2	KZ	500 – 1800	45,3	32,3
82	Андреевская	2	—	—	49,6	—
83	Мошкарёвская	110	KZ	500 – 1500	55,3	39,8
"	"	110	К	1500 – 2700	—	30,0
84	"	111	KZ	950 – 980	62,4	48,7
85	Куйбышевская	17	KZ	1000 – 2500	55,4*	35,7
"	"	—	К	2500 – 2810	—	26,2
86	Вулкановская	6	—	—	52,3	—
87	Слюсаревская	4	KZ	1000 – 1900	64,4*	48,5

*Экстраполированные величины.

щи. В ряде мест плотность теплового потока, зафиксированная в породах платформенного чехла, заметно превышает плотность потока, проходящего через его подошву из домелового основания Скифской плиты. Например, в скв. 1 Красновская отмечены существенно разные значения потока над водоносным горизонтом мазанской свиты (105 мВт/м^2) и под ним (71 мВт/м^2) [22]. Это явление означает, что источник дифференциального потока локализован в базальном горизонте мелового разреза.

Аналогичная картина наблюдается, в частности, в пределах Тарханкутской термоаномалии, где по излому термограмм от 45 – 55 до 27 – 32 °С/км источник аномального прогрета неоген-палеогенового разреза приурочен, очевидно, к палеоценовым отложениям. По-видимому, сходная ситуация существует и на Керченском полуострове.

Следовательно, геотемпературные аномалии Крыма обусловлены нестационарным характером распределения плотности теплового потока по разрезу платформенного чехла из-за влияния дополнительных источни-

ков тепла в "базальных слоях" мелового и неоген-палеогенового комплексов. Выяснение природы этих источников представляет интерес в плане связей термоаномалий с нефтегазоносностью территории.

Как известно, распределение температур в осадочной толще зависит от соотношения кондуктивной и конвективной составляющих глубинного теплового потока. При этом эндогенный поток, рассеиваемый в осадочной толще кондуктивным путем, формирует региональный фон геотемпературного поля. Вариации последнего обусловлены влиянием геологоструктурных, литологических и других статических факторов [22]. Вместе с тем и аномальное возрастание температур осадочной толщи иногда объясняется либо приподнятым залеганием консолидированного палеозойского фундамента, либо теплоизолирующим эффектом глинистых толщ, а понижение их — влиянием инфильтрационных вод [13]. Однако сравнительный анализ не позволяет связывать формирование геотемпературных аномалий с действием факторов кондуктивного теплопереноса.

Информация, показанная на рис. 19, противоречит идее о непосредственной связи аномальной напряженности теплового поля с геологическим строением территории и иллюстрирует наложенный характер термоаномалий, изотермы которых произвольно пересекают геологические границы и контуры геоструктурных элементов, что особенно показательно для Новоселовской аномалии. Эта закономерность хорошо подтверждается статистическими диаграммами термоградиентов (рис. 20). Например, из сопоставления термоградиентов по скв. 7 и 1 Новоселовские (пункты 24 и 21), которые при одинаковой глубине залегания фундамента различаются более чем в 1,5 раза, следует, что аномальное увеличение значений термоградиентов на Новоселовском поднятии до 48 – 56 °C/км по сравнению со средним уровнем 29 – 32 °C/км для Северного Крыма и Причерноморья, очевидно, вызвано наличием дополнительного источника тепла внутри мелового комплекса пород, а не высоким положением поверхности палеозойского основания.

Влияние слабометаморфизованных пород, обладающих низкой теплопроводностью, на аккумуляцию тепла недр, с чем иногда связывают формирование Тарханкутской и Керченской термоаномалий [13], фактически оказывается противоположным. Сведения, обобщенные на рис. 20, показывают, что величина геотермического градиента уменьшается на три единицы по мере возрастания мощности кайнозойских пород на каждые 1000 м как в среднем по району (сплошная линия на графике), так и в условиях аномалий Тарханкутского полуострова (штриховая линия).

И, наконец, искажение величины теплового потока в связи с движением подземных вод от элизионного или инфильтрационного источника представляется несущественным вследствие застойного режима водообмена в донеогеновых горизонтах Равнинного Крыма [33].

Правильнее связывать аномальные геотермические условия с перераспределением эндогенного тепла при конвективном теплообмене [13, 17], агентом которого в силу высокой теплоемкости и мобильности служат восходящие водные флюиды. Их дериваты — напорные низкоминерализованные (1,8 – 12,0 г/дм³) воды гидрокарбонатно-натриевого типа (по

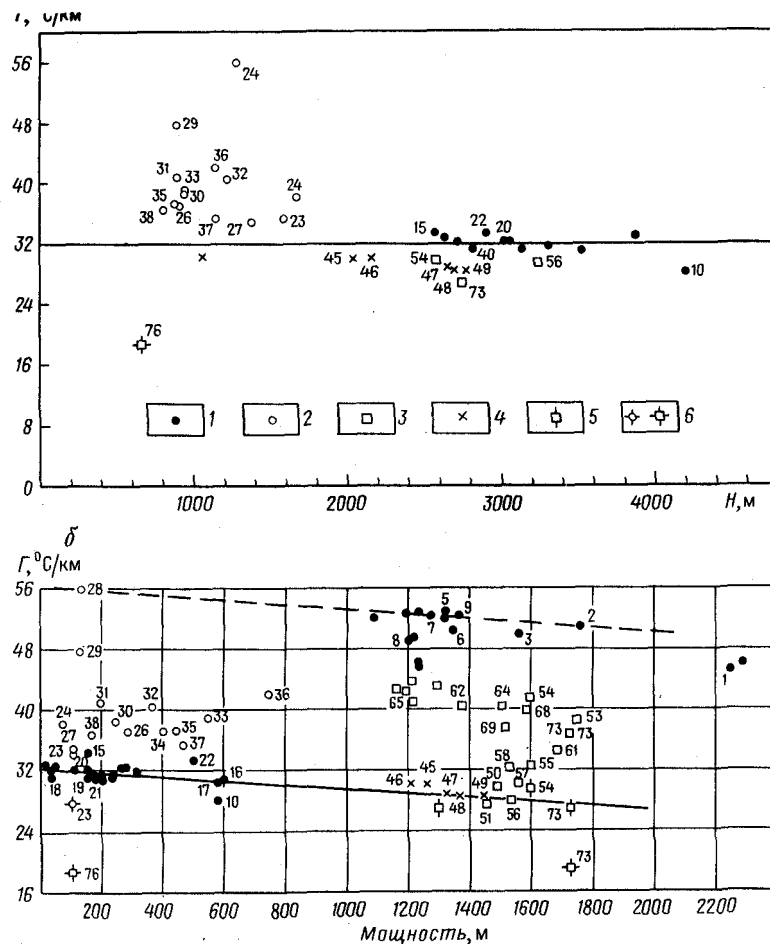


Рис. 20. Связь величины геотермических градиентов (Γ) мелового комплекса с глубиной залегания поверхности докембрийских образований (а) мелового и палеоген-неогенового комплексов с мощностью кайнозойских отложений (б). Составил Ю. Х. Овчаренко

Равнинный Крым: 1 — Тарханкутский полуостров, 2 — Новоселовско-Ялтинский район, 3 — восточная часть Равнинного Крыма, 4 — Северное Причерноморье; комплексы: 5 — меловой, 6 — докембрийский.

Цифры на графиках — пункты замера температур (см. табл. 1)

В. А. Сулину) — установлены в меловых отложениях на Новоселовском поднятии и в мел-неогеновой толще пород на Керченском и Тарханкутском полуостровах. При этом наблюдается обратная зависимость между аномальной напряженностью теплового поля и степенью их минерализации и метаморфизации. Другими отличительными признаками теплоносителей являются высокая объемная доля углекислоты (до 12 %), низкая относительная упругость метана — $p_g/p_{пл}$ (менее 0,2), аномальные концентрации бора (скв. 7 Карлавская), содержание соединений ртути (А. И. Лурье, В. И. Семенов, А. С. Андреев и др., 1966 г.) (скв. 10 Евпаторийская) и т. п. Отмеченные особенности позволяют рассматривать описанные воды в качестве аналога низкоминерализованных углекислых гидротерм, выносящих эндогенное тепло по зонам неотектонической активизации разломов домелового основания в осадочную толщу [17] и участвующих в процессах грязевого вулканизма в Керченско-Таманской области.

Этот источник тепла предполагается для Керченской и Тарханкутской термоаномалий. Их контрастность указывает на молодой возраст. Субтермальные низкоминерализованные воды на Сакской, Меловой (в сеноманских отложениях) и других площадях являются, вероятно, палеотермами, избыточный тепловой ресурс которых уже почти исчерпан.

Связь локальных термоаномалий, приуроченных к нефтегазоносным структурам, с процессом гидротермальной активности уверенно прослеживается на материалах газовых месторождений Тарханкутского полуострова. Эти положительные геотемпературные аномалии с контрастностью 3 — 8 °С обычно объясняются присутствием углеводородных залежей и влиянием анизотропии дислоцированных слоев пород. Однако такие представления не совсем корректны. Во-первых, небольшие размеры месторождений не в состоянии обеспечить существенное перераспределение плотности теплового потока. Во-вторых, температурные максимумы нередко смещены относительно сводовых частей антиклиналей или же контуров газовых залежей на крылья или периклинали, располагаясь под углом 30 — 70° к продольной оси поднятия (Глебовское, Западно-Октябрьское, Черноморское и др.). Наложенный характер термомаксимумов подчеркивается тяготением к зонам разрывов и оперяющих трещин. В-третьих, невозможность прямой связи между наблюдаемым повышением температуры и продуктивностью разреза определяется возрастом газовых залежей в палеоценовых отложениях, которые сформировались примерно 40 — 45 млн. лет назад. Эффект тепловой анизотропии пород является второстепенным.

На основании изложенного можно заключить, что: 1) природа термоаномалий разного масштаба на Крымском полуострове обусловлена процессом конвективного теплопереноса; 2) непосредственная связь между локальными геотемпературными аномалиями и залежами нефти и газа отсутствует; 3) наложенные на нефтегазоносные структуры гидротермы не благоприятствуют сохранению углеводородных залежей, нарушая их термодинамическое и геохимическое равновесие; 4) поступление в ловушку дериватов гидротерм свидетельствует о наличии путей для вертикальной миграции полезных флюидов и поэтому может служить косвенным показателем нефтегазоносности.

ОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ЗОНЫ ОБРАЗОВАНИЯ УГЛЕВОДОРОДОВ

При изучении условий нефтегазоносности недр важнейшим вопросом является выяснение источников образования углеводородов (УВ). Выделение нефтегазопроизводящих комплексов в разрезе и определение их потенциальных возможностей для генерации УВ производится на основании ряда критериев, главными из которых являются концентрация в породах органического углерода ($C_{орг}$), исходный литолого-фашиальный тип органического вещества (ОВ), геолого-геохимические и термобарические обстановки его накопления и последующего преобразования. Ниже с этой точки зрения рассматриваются основные литолого-стратиграфические комплексы осадочного чехла Южно-Украинской (Причерноморско-Крымской) нефтегазоносной области.

В Западном Причерноморье возраст отложений, по которым имеются сведения о рассеянном ОВ и битумоидах, охватывает широкий стратиграфический диапазон — от верхнего протерозоя до неогена, однако породы изучены весьма неравномерно преимущественно с помощью люминесцентно-битуминологического анализа [37, 49].

Накопление рассеянного ОВ в породах верхнепротерозойского нижнекембрийского возраста, мощность которых превышает 1500 м (см. рис. 11), происходило в условиях длительного и устойчивого погружения умеренно глубоководного морского бассейна. Геохимическая обстановка седиментогенеза и раннего диагенеза, судя по содержанию сульфидной серы (0,51 — 0,75 %) и величинам отношения закисного железа к окисному (в среднем 5,3), являлась в основном восстановительной.

Концентрации $C_{орг}$ в верхнепротерозойских — нижнекембрийских отложениях изменяются от 0,04 до 0,65 %, а битумоидов — от 0,04 до 0,07 %, т. е. в основном ниже кларкового. Несмотря на довольно высокое содержание масел (30,4 — 34,0 %), заведомо аллохтонные битумоиды не обнаружены. В составе сингенетичных разностей кислые компоненты преобладают над нейтральными. Величины битумоидного коэффициента ($\beta_{хл}$) составляют 3,7 — 12,5 %.

Амплитуда прогибания дна морского бассейна в силуре не превышала 500 — 550 м. Содержание сульфидной серы (0,45 — 0,60 %) и величины отношения закисного железа к окисному (в среднем 6,5) указывают на восстановительную обстановку осадконакопления.

Силурийские отложения характеризуются сравнительно невысокими концентрациями $C_{орг}$ и битумоидов — соответственно 0,27 — 0,40 и 0,023 — 0,033 % на породу. Содержание масел также довольно низкое — до 20 %. Аллохтонные битумоиды не обнаружены. Величины $\beta_{хл}$ (до 7 — 11 %) и преобладание кислых компонентов в составе битумоидов свидетельствуют об их сингенетичном характере.

В девонское — каменноугольное время погружение дна морского бассейна значительно активизировалось, что привело к накоплению осадков мощностью свыше 2500 м (см. рис. 11, 12). Содержание сульфидной серы (0,35 — 0,48 %) и величины отношения закисного железа к окисному (в среднем 8,5) указывают на восстановительную обстановку седиментогенеза.

Породы девонского — каменноугольного возраста отличаются высокими концентрациями $C_{орг}$ (до 4,2 %) и битумоидов (до 0,15 %). В составе хлороформенного экстракта преобладают нейтральные компоненты, а содержание масел достигает 38,4 %. Это свидетельствует о наличии аллохтонных битумоидов, что подтверждается величинами $\beta_{хл}$, изменяющимися в пределах 21,3 — 39,5 %, а также данными текстурно-битуминологических (макро- и микроскопических) исследований.

Мощность осадков, накопившихся на протяжении пермо-триасового времени, превышает 2000 м. Геохимическая обстановка седиментогенеза с учетом низких значений содержания сульфидной серы (0,07 — 0,09 %) и отношения закисного железа к окисному (около единицы) была преимущественно субокислительной.

Концентрации $C_{орг}$ и битумоидов в пермо-триасовых отложениях не превышают соответственно 0,3 и 0,006 % на породу. Содержание масел до 35 %. Величины $\beta_{хл}$, изменяющиеся в пределах 0,2 — 2,9 %, и соотношение кислых и нейтральных компонентов указывают на автохтонную битуминозность этих образований и отсутствие признаков первичной миграции УВ.

Юрские отложения изучены геохимическими методами более детально, чем нижележащие. Особенно полные сведения имеются по среднему и верхнему отделам юрской системы.

Породы нижнеюрского возраста установлены только в Северной Добрудже. Осадки здесь накапливались в мелководном морском бассейне, о чем свидетельствуют их вещественный и минеральный состав, фаунистические остатки, структурно-текстурные признаки и условия залегания [49].

Среднеюрские образования, мощность которых достигает 1500 м, распространены значительно шире (см. рис. 13). Накопление их происходило в сравнительно более глубоководных морских условиях. Как показывают величины содержания пиритного железа в общем балансе (1,5 — 25,2 %), а также сульфидной серы и отношения закисного железа к окисному, геохимическая обстановка накопления ОВ в среднеюрское время в основном была восстановительной, реже слабовосстановительной.

Содержание $C_{орг}$ в глинах и аргиллитах изменяется от 0,2 до 1,3 %, в алевролитах уменьшается до 0,6 — 0,3 %, а в песчаниках, известняках и породах смешанного состава — до 0,3 — 0,2 %. Концентрации хлороформенного битумоида в тех же породах в среднем составляют соответственно 0,04, 0,03 и 0,015 %, а дополнительного спиртобензольного — 0,12, 0,09 и 0,05 %. Величины отношения хлороформенного битумоида к дополнительному спиртобензольному изменяются от 0,21 до 4,0. Коэффициент битуминизации ОВ ($\beta_{хл}$) составляет 0,4 — 18,2 %.

По данным люминесцентно-компонентного анализа содержание масел составляет 6 — 9 %, смол — 25 — 76 %, асфальтенов — 5 — 14 %. В песчаниках по сравнению с глинами и аргиллитами происходит заметное увеличение концентраций масел (до 45 %), а также величин $\beta_{хл}$ (до 32 %), что свидетельствует о процессах первичной миграции подвижных битумоидных компонентов из нефтепроизводящих пород в коллекторы.

В начале поздней юры (келловейский век) геохимическая обстановка накопления ОВ продолжала оставаться восстановительной, однако в оксфордское и кимеридж-титонское время условия седиментации значительно ухудшились. Содержание пиритного железа в общем балансе уменьшается до 1 — 3 %, сульфидной серы — до 0,05 — 0,24 %, а величины отношения закисного железа к окисному в основном меньше единицы, что указывает на слабовосстановительную и субокислительную обстановки диагенеза.

Содержание $C_{орг}$ в карбонатно-терригенной толще колловея колеблется от 0,1 до 0,7 %, в карбонатных породах оксфорда — от 0,1 до 0,4 %, а в пестроцветных отложениях кимериджа — титона уменьшается до 0,1 %. Концентрации битумоидов в породах того же возраста соответственно 0,05, 0,01 и 0,002 % в среднем, причем во всех образцах дополнительный спиртобензольный битумоид преобладает над хлороформенным.

Содержание масел по данным люминесцентно-компонентного анализа хлороформенного экстракта верхнеюрских пород сравнительно невысокое — от 7,3 до 23,3 %. Наряду с низкими значениями отношения нейтральных фракций к кислым и величин битумоидного коэффициента это указывает на слабую восстановительность сингенетичного битумоида и ограниченность процессов первичной миграции.

Условия накопления ОВ и битуминозность меловых и палеогеновых отложений Западного Причерноморья изучены очень слабо. В Тарутинском районе в породах титона — нижнего мела отмечались нефтегазопоявления, однако, учитывая континентальные фации отложений, можно предположить, что они имеют вторичный характер. В позднемеловое время геохимические обстановки накопления ОВ также были, вероятно, неблагоприятными. В связи с этим битуминозность пород не выдержана и в целом низкая — до 0,005 % [37]. Такие же условия сохранились, вероятно, и в палеогене. В скв. 1 Балабановская в отдельных частях разреза палеогеновых отложений отмечались повышенные содержания легкого битума А, которые также следует считать вторичными.

Более полные сведения имеются об условиях накопления ОВ и битуминозности неогеновых отложений. Седиментация этих осадков происходила преимущественно в мелководных морских условиях, причем в прибрежных частях бассейна формировалось ОВ гумусового состава, а в районах устойчивых погружений с восстановительной обстановкой образовывалось сапропелевое ОВ нефтяного ряда. Содержание $C_{орг}$ и битумоидов в битуминозных глинах сармата достигает соответственно 3,5 и 0,3 %. В серых глинах концентрации $C_{орг}$ не превышают 0,4 — 0,7 %, а битумоидов — 0,02 — 0,3 % [37].

Обобщая приведенные данные, следует отметить, что в разрезе осадочного чехла Западного Причерноморья наиболее благоприятными геохимическими показателями для генерации УВ характеризуются девонские — каменноугольные и среднеюрские отложения, которые можно отнести к категории нефтепроизводящих комплексов. Они отличаются повышенными концентрациями и нейтральным составом ОВ гумусово-сапропелевого типа, накопление которого на стадии седиментогенеза и раннего

диагенеза происходило преимущественно в восстановительной обстановке, что способствовало новообразованию битумоидов нефтяного типа. Во всех литологических разностях пород наряду с сингенетичными встречаются многочисленные проявления эпигенетичных битумоидов, заполняющих микротрещины, что свидетельствует о перемещении флюидов.

Исходя из особенностей распространения выделенных нефтегенерирующих комплексов, геологического строения и истории развития территории Западного Причерноморья, к основной зоне возможного нефтегазообразования можно отнести Предобруджскую краевую систему, которая испытала длительное прогибание, компенсированное накоплением мощной осадочной толщи (более 7 км по данным КМПВ). В пределах этой депрессии, особенно ее центральной части, существовали в общем благоприятные геолого-геохимические, термобарические и гидрогеологические условия для генерации и миграции УВ.

Данных о глубинной зональности катагенеза ОВ в осадочных отложениях Западного Причерноморья очень мало, а стадийность процессов нефтегазообразования не изучалась. В настоящее время глубины залегания кровли юрских отложений в центральной части прогиба превышают 1800–2000 м, в прошлом их кровля погружалась на глубину не менее 2200–2500 м, а подошва — до 3500–3700 м. По материалам углепетрографических исследований преобразованность ОВ среднеюрских отложений достигает длиннопламенной (Д) и газовой (Г) стадий [49]. Об этом же свидетельствуют и некоторые косвенные показатели — отсутствие гуминовых кислот и плотность аргиллитов (до 2,54 г/см³). Породы верхнеюрского возраста в основном находятся на буроугольной (Б) стадии, реже на переходной к Д. Данные о степени преобразованности ОВ более древних девонских — каменноугольных отложений отсутствуют, однако глубины залегания этих пород (свыше 5–6 км) показывают, что они достигли весьма высоких стадий катагенеза.

Изложенное позволяет предположить, что в наиболее опущенных частях Предобруджского прогиба — Алуатско-Чалыкской и Тузовско-Крыловской депрессиях — породы среднеюрского возраста находятся в главной зоне нефтеобразования (ГЗН) и способны генерировать как жидкие, так и газообразные УВ, а девонские — каменноугольные отложения прошли ГЗН, исчерпали свой нефтематеринский потенциал и являются преимущественно газопроизводящими.

Оценка масштабов нефтегазообразования в пределах Предобруджского прогиба не проводилась. По мнению некоторых исследователей [49], нефтегазопроизводящие возможности среднеюрских отложений реализованы лишь частично, о чем свидетельствуют своеобразный состав автохтонного хлороформенного битумоида и сравнительно невысокая степень катагенеза ОВ. К этому следует добавить, что, поскольку нефтематеринский потенциал девонских — каменноугольных отложений был реализован, вероятно, довольно рано, большая часть образовавшихся УВ на последующих этапах подвергалась процессам рассеивания и разрушения (гипергенеза), на что указывают небольшое количество нефтегазопроявлений и окисленный состав девонской нефти на Саратовской площади.

В пределах Равнинного Крыма и прилегающих районов геохимическими исследованиями были охвачены отложения мелового и палеогенового возраста. На основе обобщения свыше 1500 химико-битуминологических анализов, определений $C_{\text{орг}}$ и форм железа, проведенных главным образом в УкрНИГРИ (Г. М. Карпенко, Е. Ф. Шевченко, Ю. В. Шевченко), изучены условия накопления и преобразования ОВ и оценены масштабы нефтегазообразования.

Геохимические обстановки на стадии седиментогенеза реконструировались с помощью соотношения аутигенно-минералогических форм железа в тесной связи с палеогеографией и историей развития региона [21]. Для диагностики морских и пресноводно-озерных осадков использовались величины отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$.

В неокомское время большая часть территории Крыма представляла собой прибрежную равнину, которая периодически покрывалась мелким морем. Широкое распространение имели континентальные, болотные, прибрежно-морские и мелководные образования. Об этом свидетельствуют низкие значения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$, не превышающие 0,3–0,4.

В апте началась морская трансгрессия, которая постепенно усиливалась и в альбе охватила почти все районы Северного Крыма. В бассейне накапливались умеренно глубоководные, преимущественно глинистые и карбонатно-глинистые осадки. По мере расширения трансгрессии величины отношения $Fe_{\text{пир}}/C_{\text{орг}}$ возрастают от 0,4 (апте) и 0,6–0,8 (нижний альб) до 1–1,3 (средний и верхний альб).

Соотношение аутигенно-минералогических форм железа в породах нижнего мела указывает на преимущественно переходную от слабовосстановительной к восстановительной геохимическую обстановку в стадию седиментогенеза, которая способствовала накоплению основной массы ОВ. В общем балансе преобладает сидеритное и лептохлоритовое железо (55–95%), а содержание пиритного обычно не превышает 30–40% (рис. 21). В слабовосстановительной обстановке, имевшей подчиненное значение, накапливались незначительные концентрации $C_{\text{орг}}$ — до 0,04% на породу. Во второй половине раннемелового времени геохимические условия седиментогенеза становятся более благоприятными, о чем свидетельствует возрастание величин $Fe_{\text{пир}}$ в общем балансе (до 40–45%).

Содержание остаточного $C_{\text{орг}}$ в отложениях нижнего мела составляет 0,015–0,7% для песчаников и алевролитов и 0,5–1,9% для глин и аргиллитов. Хлороформенный битумоид распределен в тех же породах в пределах соответственно 0,001–0,07 и 0,01–0,2%. Наибольшие концентрации $C_{\text{орг}}$ и хлороформенного битумоида, высокая степень восстановленности и битуминизации ОВ приурочены к относительно погруженным частям Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов, характеризующимся благоприятными геохимическими обстановками седиментогенеза в раннемеловое время. По мнению некоторых исследователей, это свидетельствует об автохтонной природе ОВ, что подтверждается прямой зависимостью его концентрации и степени битуминизации от содержания нерастворимого остатка.

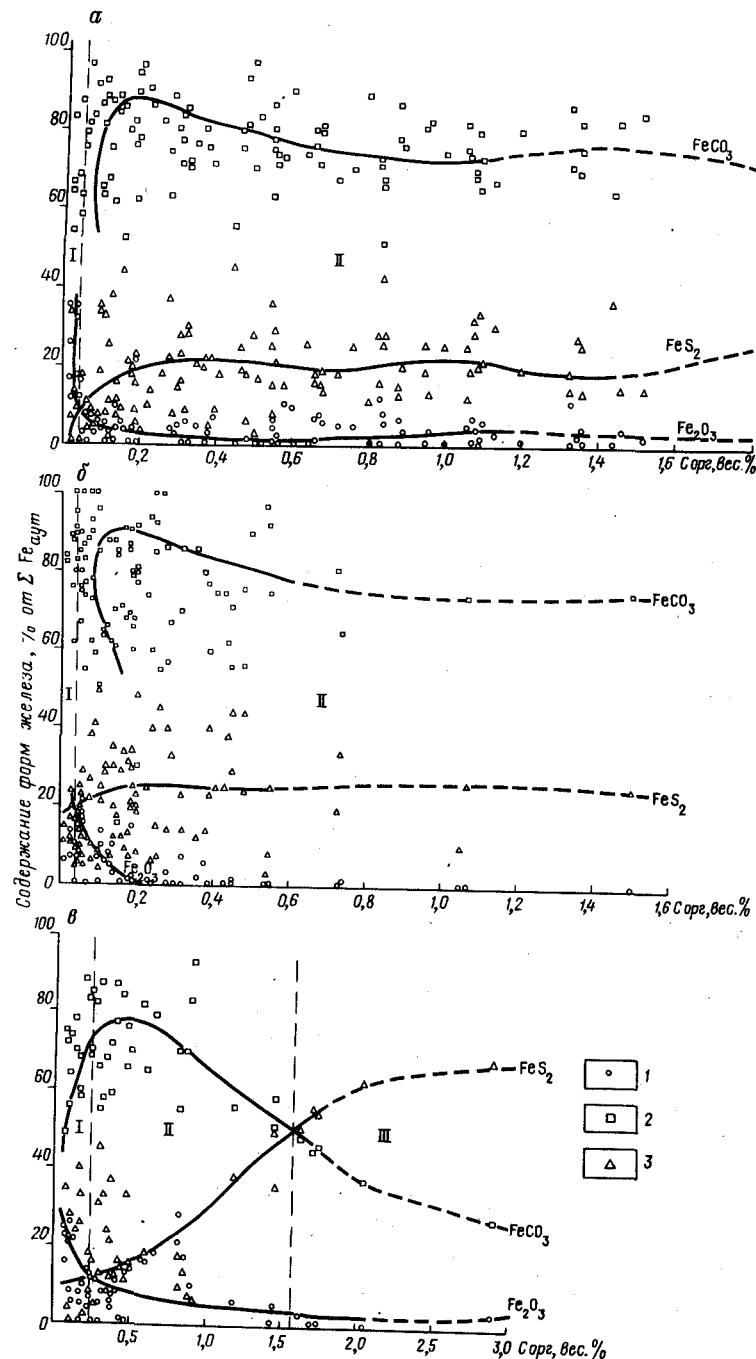


Рис. 21. Соотношение аутигенно-минералогических форм железа и содержание $C_{орг}$ в породах нижнего мела (а), верхнего мела (б) и палеогена (в). Составил Б. 4. Шестопал

Формы железа: 1 — окисное, 2 — лептохлоритовое и сидеритное, 3 — пиритное.
 Геохимические фации (обстановки): I — субокислительная и слабовосстановительная, II — переходная от слабовосстановительной к восстановительной, III — восстановительная

В позднем мелу — палеоцене условия осадкообразования изменились, что привело к накоплению морских умеренно глубоководных, преимущественно карбонатных отложений. Максимальные прогибания происходили в пределах Тарханкутского полуострова и, вероятно, прилегающей акватории Черного моря. Величины отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ здесь составляют 0,6 — 1,4, а на остальной территории Крыма не превышают 0,2 — 0,8.

Геохимическая обстановка седиментогенеза, как показывают соотношения аутигенно-минералогических форм железа, в поздне- и раннемеловое время была переходной от слабовосстановительной к восстановительной. Преобладает закисное и лептохлоритовое железо, а местами заметную роль играет пиритное (20 — 40 %). Это относится в первую очередь к районам распространения глинисто-карбонатных отложений.

Содержание $C_{орг}$ в известняках и мергелях верхнего мела — эоцена обычно не превышает 0,1 — 0,5 %, а хлороформенного битумоида — 0,01 — 0,03 %. Повышенные их концентрации, так же как и благоприятные условия накопления ОБ, отмечаются в районах усиленных прогибаний дна позднемелового бассейна.

Зависимость концентраций $C_{орг}$ и степени битуминизации ОБ от содержания нерастворимого остатка в породах верхнего мела, как и в нижнемеловых, указывает на преимущественно сингенетическую их битуминозность. Однако эта связь часто осложняется из-за многочисленных проявлений эпигенетического битумоида. Последний имеет в основном миграционное происхождение, обычно приурочен к трещинам, широко развитым в карбонатной толще верхнего мела, и генетически связан с более древними отложениями. Подтверждением служат совпадение участков широкого развития первичной миграции УВ в нижне- и верхнемеловых образованиях, результаты сопоставления элементарного состава битумоида А этих пород с нефтями, данные люминесцентно-микроскопических, литолого-петрографических и других исследований.

После незначительной регрессии в конце палеоценового времени (в эоцене) началась новая трансгрессия моря, которая постепенно расширялась. Величины отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ увеличиваются от 0,3 — 0,6 в нижнем эоцене до 2,2 — 3,2 в верхнем. Интенсивное погружение бассейна по-прежнему отмечается в северной части Тарханкутского полуострова и прилегающей акватории Черного моря. В конце эоценового времени усиливается прогибание и в юго-восточной части Равнинного Крыма вместе с прилегающими районами Керченского полуострова и Азовского моря.

Накопление ОВ в эоценовое время на большей части территории Крыма происходило в переходной от слабовосстановительной к восстановительной обстановке. В балансе аутигенно-минералогических форм обычно преобладает сидеритное и лептохлоритовое железо, а в Северо-Западном и Восточном Крыму значительная роль принадлежит и пиритному (до 55 %), что указывает на восстановительную обстановку. Слабовосстановительные и субокислительные фации намечаются в районах, прилегающих к Новоселовскому поднятию, и в Северо-Восточном Причерноморье.

Содержание $C_{орг}$ и хлороформенного битумоида в карбонатно-глинистых породах эоценового возраста составляет обычно 0,2 – 0,9 и 0,02 – 0,06 %, повышаясь в верхней части разреза (кумский горизонт) соответственно до 1,9 – 2,9 и 0,15 – 0,2 %. Наибольшие концентрации ОВ отмечаются в Северо-Западном Крыму, в районе Джанкоя и на Керченском полуострове.

Олигоценовое время характеризуется широкой трансгрессией моря, в условиях которой отлагались умеренно глубоководные и мелководные глинистые и алевроито-глинистые осадки. Наиболее интенсивные прогибания происходили в юго-восточной части Крыма и южной полосе акватории Азовского моря, а также в пределах акватории Черного моря, прилегающей к Тарханкутскому полуострову. Величины отношения $Fe_{пир}/C_{орг}$ изменяются от 0,5 – 0,7 в Юго-Восточном Крыму до 1,3 на структуре Голицына.

Перечисленные районы характеризуются в основном слабовосстановительными и переходными к восстановительным геохимическими фациями. В общем балансе преобладает сидеритное и лептохлоритовое железо, а местами в заметных количествах присутствует и пиритное (до 27 – 36 %).

В породах майкопской серии содержание $C_{орг}$ составляет 0,2 – 1,8 %, а хлороформенного битумоида – от 0,02 до 0,25 %. Максимальные концентрации ОВ, благоприятные геолого-геохимические условия его накопления, а также проявления миграционного битумоида в породах приурочены к относительно погруженным частям морского бассейна в олигоцене.

Разнообразные фациальные обстановки седиментогенеза и раннего диагенеза, существовавшие в меловое и палеогеновое время, способствовали накоплению ОВ смешанного состава. В умеренно глубоководном морском бассейне в условиях восстановительных геохимических фаций накапливалось гумусово-сапропелевое ОВ, а в мелководных и прибрежно-морских слабовосстановительных и субокислительных обстановках – сапропелево-гумусовое.

В мезозойских отложениях молодых нефтегазоносных бассейнов, имеющих сходные с Крымом черты геологического развития и геотермического режима, по материалам углепетрографических исследований установлена определенная глубинная зональность катагенеза ОВ и палеотемператур. Сопоставление этих данных с результатами химико-битуминологических анализов пород и определениями степени катагенеза ОВ по окраске микроспор, проведенных В. Д. Кнорозом (Лаборатория нефти и битума УкрНИГРИ), позволило ориентировочно наметить гру-

бины распространения отдельных стадий катагенеза ОВ нижнемеловых отложений Равнинного Крыма. Для изучения условий катагенеза ОВ было прослежено также изменение некоторых показателей его состава и содержания гомологов метана в газовой фазе в различных литолого-стратиграфических комплексах по мере погружения пород.

В песчано-глинистой толще нижнего мела изменения в составе ОВ наблюдаются уже на глубине около 1,6 км (подстадия мезокатагенеза МК₁ или Д) и особенно заметными становятся в интервале 2,5 – 3,5 км (МК₂ – МК₃ или ГЖ). Отношение кислых фракций к нейтральным (К/Н) составляет 1 – 2 и менее, увеличиваются $\beta_{хл}$ до 10 – 12 %, содержание элементарного С до 85 – 87 %, Н до 11 – 12 %, масел – до 32 – 65 %, тяжелых УВ в газах до 25 – 30 %. Это позволило наметить в отложениях нижнего мела на указанных глубинах ГЗН, которая соответствует современным температурам 70 – 130 °С. Ниже 4,0 – 4,2 км (подстадия МК₄ или ЖК) уменьшается $\beta_{хл}$, увеличивается отношение К/Н и происходит относительное накопление гетероэлементов. Покишение битумоидной части ОВ и преобладание потерь УВ над их новообразованием указывают на эмиграцию нефти.

Сравнительно быстрое преобразование, особенно на ранних стадиях катагенеза, ОВ нижнемеловых отложений Равнинного Крыма по сравнению с другими нефтегазоносными бассейнами связано, вероятно, с особенностями геологического развития региона, в частности равномерным унаследованным погружением основных отрицательных структурных элементов, жестким термобарическим режимом недр, проявлениями раннемелового вулканизма, фациальным типом ОВ и степенью его дисперсности, литологическим составом пород и другими факторами.

В глинисто-карбонатной толще верхнего мела – эоцена некоторое увеличение $\beta_{хл}$, С, Н, концентраций гомологов метана и уменьшение К/Н наблюдаются в нижней ее части в интервале глубин 2,0 – 3,5 км. В верхней части разреза заметных изменений в составе ОВ не происходит, за исключением максимумов, вызванных наличием миграционных битумоидов. Эти данные, а также сопоставление их с другими позволяют предположить, что генерация нефтяных УВ в отложениях верхнего мела – эоцена возможно при погружении пород на глубину ниже 2,0 км (градации мезокатагенеза МК₁ – МК₂ или ДГ).

В алевроито-глинистых отложениях майкопского возраста начало главной фазы нефтеобразования (ГФН) фиксируется при погружении их на глубину около 2,2 км (подстадия МК₂ или Г). Увеличиваются $\beta_{хл}$ до 10 – 14 %, С до 81 – 83 %, Н до 10 – 12 %, содержание гомологов метана в газовой фазе – до 10 – 15 %. По имеющимся данным на глубинах 3,2 – 3,5 км сохраняется тенденция к увеличению перечисленных показателей и признаков затухания процессов нефтеобразования не отмечается.

Согласно современным представлениям осадочные толщи, находящиеся в условиях катагенеза, по мере погружения проходят ряд фаз или стадий. Время их наступления и длительность протекания в конкретном регионе зависят от ряда геолого-геохимических факторов. Выяснение условий катагенеза ОВ и динамики развития процессов нефтеобразования

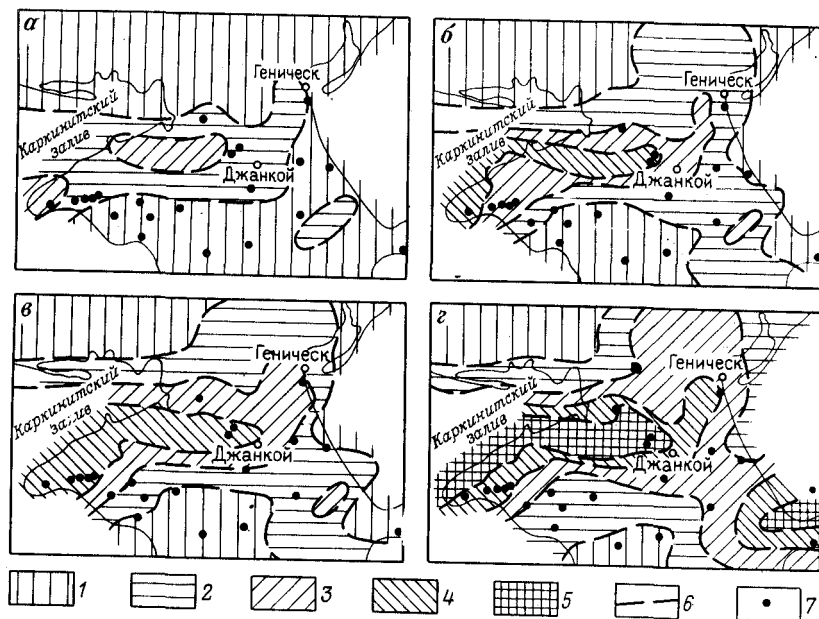


Рис. 22. Схематические карты условий катагенного преобразования ОВ нижнемеловых отложений Равнинного Крыма. Составил Б. А. Шестопал

К началу: а — позднего мела, б — палеогена, в — олигоцена, г — современного периода.

Стадии катагенеза: 1 — ПК или буроугольная (Б), 2 — МК₁ или длиннопламенная (Д), 3 — МК₂₋₃ или длиннопламенная — газовая (ДГ), 4 — МК₄ или газовая — жирная (ГЖ), 5 — МК₄ или жирная — коксовая (ЖК); 6 — предполагаемые границы зон с различными стадиями катагенеза; 7 — скважины, по керновому материалу которых определялись стадии катагенеза

во времени и пространстве для различных литолого-стратиграфических комплексов Равнинного Крыма проводилось с помощью палеогеохимического метода, в основе которого лежат палеоструктурные построения.

Анализ палеоглубин залегания пород нижнего мела и соответствующих им стадий катагенеза показывает, что ОВ в нижней части толщи в относительно погруженных районах Каркинитско-Северо-Крымского прогиба достигло градации МК₁ или Д к началу позднемелового времени (рис. 22). В этот период здесь уже существовали благоприятные условия для генерации жидких УВ. В прибортовых и приподнятых частях Каркинитско-Северо-Крымского, а также в пределах западной центриклинали Индоло-Кубанского прогибов ОВ находилось на стадии ПК или Б, т. е. было способно продуцировать преимущественно газообразные УВ.

К началу олигоцена условия ГФН в толще нижнего мела существовали в пределах почти всего Северного Крыма. Только в центральных частях Крыма в Северном Причерноморье эти отложения оставались в зоне раннекатагенетического газообразования. В настоящее время в относительно

погруженных частях Каркинитско-Северо-Крымского прогиба ОВ в нижней части толщи (неокомские — нижнеальбские отложения) достигло градации мезокатагенеза — МК₄, соответствующей затуханию процессов нефтеобразования и началу главной фазы газообразования (ГФГ). Верхняя часть толщи нижнего мела (средний — верхний альб) в связи со значительной ее мощностью (до 2,5 — 3,0 км) в настоящий период еще находится в условиях ГФН.

В Индоло-Кубанском прогибе генерация жидких УВ в отложениях нижнего мела стала возможной, вероятно, только к началу чокракского времени после интенсивных прогибаний в олигоцене — раннем миоцене. В настоящее время процессы нефтеобразования здесь продолжаются.

ОВ в нижней части толщи верхнего мела — эоцена к началу олигоценного времени было преобразовано до подстадии МК₁ в пределах почти всего Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, а в относительно погруженной западной его части — до подстадии МК₂ (рис. 23, а). В этот период породы сеноманского яруса здесь были способны генерировать жидкие УВ. На остальной территории Равнинного Крыма градации мезокатагенеза ОВ не превышали ПК.

К началу современного периода условия ГФН в отложениях сеноманского возраста существовали на большей части территории Северного Крыма, а также в Юго-Восточном Крыму и прилегающих районах Керченского полуострова. Только в Центральном Крыму степень катагенеза ОВ оставалась на уровне ПК.

В верхней части разреза меловых отложений и в палеогеновых образованиях Северного Крыма степень катагенеза ОВ также не превышала ПК. На Керченском полуострове ОВ, рассеянное в породах верхнего мела — эоцена, в настоящее время уже достигло градаций МК₁ — МК₃. По аналогии с Западным Предкавказьем можно предположить, что здесь в карбонатно-глинистых отложениях верхнего палеоцена — эоцена существуют благоприятные условия для генерации УВ. Это подтверждается нейтральным составом, высокой восстановленностью битумоидов и признаками первичной миграции УВ.

Майкопские отложения к началу чокракского времени вступили в ГЗН тоже в Индоло-Кубанском прогибе, где ОВ находилось на подстадиях мезокатагенеза МК₁ — МК₃ (рис. 23, б). В пределах Равнинного Крыма ОВ оставалось на уровне ПК.

На современном этапе в наиболее погруженной части Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, расположенной на акватории Черного моря, ОВ отложений майкопской свиты достигло подстадии МК₁. Здесь возможна генерация преимущественно газообразных УВ. Основная область нефтегазообразования приурочена к Индоло-Кубанскому прогибу.

Обобщение имеющихся геолого-геохимических данных показывает, что основными зонами нефтегазообразования являются относительно опущенные западная (Тарханкутско-Черноморская), восточная (Серебрянская) зоны Каркинитско-Северо-Крымского прогиба — для меловых отложений и центральная часть Индоло-Кубанского прогиба — для меловых и палеогеновых (рис. 24). Эти депрессии характеризуются устойчи-

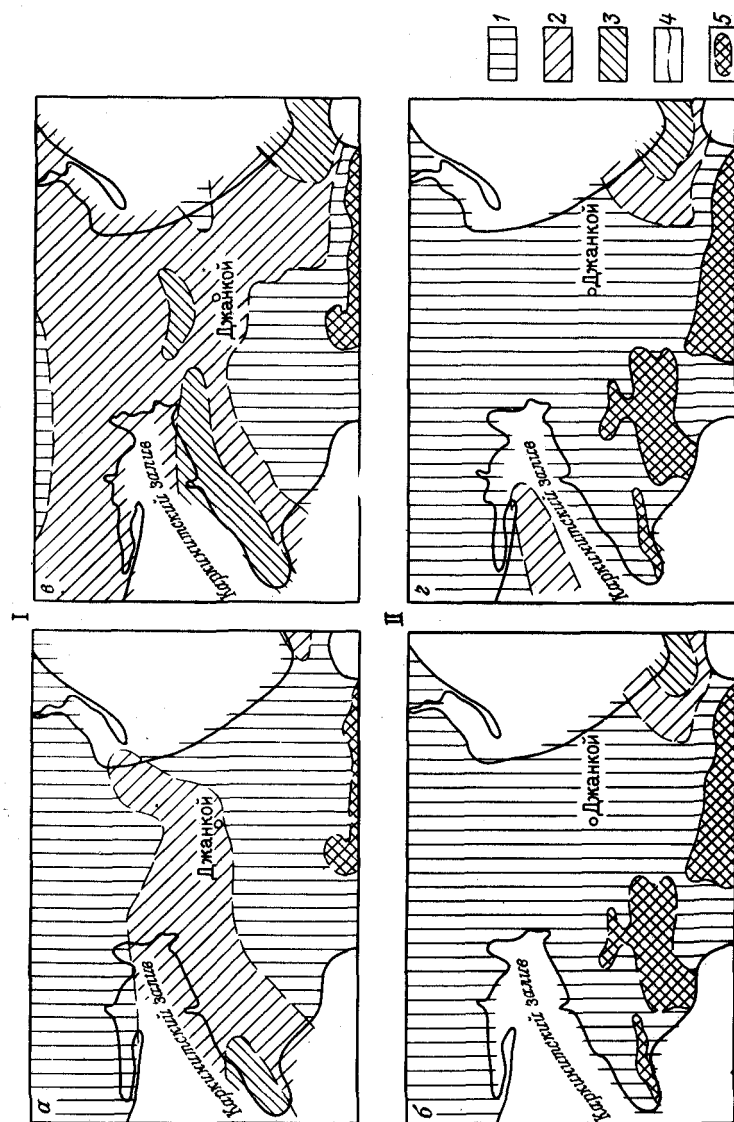


Рис. 23. Схематические карты условий катагенетического преобразования ОВ верхнемеловых – эоценовых (I) и майкопских (II) отложений Равнинного Крыма. Составил Б. А. Шестопал

К началу: а – олигоценового времени, б – чокракского времени, в, г – современного периода
 Стадии катагенеза: 1 – ПК – МК, 2 – МК, 3 – МК, 4 – МК, 5 – МК, 6 – МК, 7 – МК, 8 – МК, 9 – МК, 10 – МК

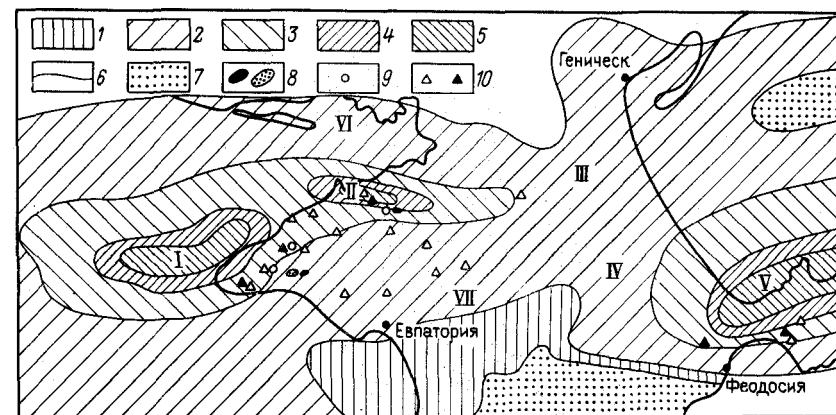


Рис. 24. Схематическая карта распространения нефтегазопроизводящих отложений нижнего мела – сеномана Равнинного Крыма и прилегающих районов. Составил Б. А. Шестопал

Зоны нефте- и газообразования: I – Тарханкутско-Черноморская, II – Серебрянская, III – Арабатская, IV – Нижнегорско-Белогорская, V – Керченская; зоны преимущественного газообразования: VI – Гендровско-Геническая, VII – Евпаторийско-Новоселовская.

Районы, в пределах которых образовался углеводородный газ, в количестве ($\text{м}^3/\text{км}^2$): 1 – до $0,5 \cdot 10^9$, 2 – $(0,5 - 3,0) \cdot 10^9$, 3 – $(3,0 - 6,0) \cdot 10^9$, 4 – $(6 - 9) \cdot 10^9$, 5 – $(9 - 12) \cdot 10^9$; 6 – границы распространения пород с различными нефтегазопроизводящими возможностями; 7 – районы отсутствия отложений мела; 8 – нефтяные и газовые залежи; 9 – промышленные притоки газа; 10 – нефте- и газопоявления

вым унаследованным режимом погружения и достаточными глубинами залегания отложений осадочного чехла, повышенными концентрациями ОВ в породах, благоприятными геолого-геохимическими и термобарическими условиями его накопления и преобразования. В пределах сравнительно неглубоких прогнутых зон (Арабатская и Нижнегорско-Белогорская), а также в прибортовых и относительно приподнятых частях крупных впадин, где мощность осадочного чехла обычно не превышает 1,5 – 2,5 км, преобладают процессы раннекатагенетического газообразования.

Оценка масштабов нефтегазообразования проводилась объемно-генетическим методом на основе материального баланса. Один из наиболее важных параметров – коэффициент эмиграции жидких УВ ($K_{эм}$) – определялся для различных литолого-стратиграфических комплексов в зависимости от глубин их погружения и величин содержания исходного и остаточного битумоида в ОВ соответственно до и после эмиграции микронепти. Остальные параметры рассчитывались на основании геолого-геохимических данных о плотности, мощности и площади распространения пород, слагающих нефтегазопроизводящие толщи, содержания в них $C_{орг}$ и остаточного битумоида, степени катагенеза и фациально-генетического типа ОВ.

Расчеты показывают, что наибольшее количество УВ продуцировалось ОВ меловых и палеогеновых отложений Керченской зоны, а в пределах

Тарханкутско-Черноморской и Серебрянской — их эмигрировало намного меньше (табл. 2). Это связано прежде всего с более широким стратиграфическим диапазоном, значительными глубинами залегания и мощностями нефтегазопроизводящих толщ, а также с более благоприятными условиями накопления и преобразования ОВ в Индоло-Кубанском прогибе по сравнению с Каркинитско-Северо-Крымским.

Соотношение газообразных и жидких флюидов в общем балансе нефтегазообразования в различных зонах также неодинаково. Наибольшее преобладание газа над нефтью отмечается в пределах Керченской зоны, а в Серебрянской и Тарханкутско-Черноморской оно в 1,5 — 2 раза меньше.

Эмиграция жидких УВ происходила в интервале 2,5 — 4,0 км, в котором наиболее полно проявляются условия ГФН, а при дальнейшем увеличении глубин интенсивность нефтеобразования заметно снижается. Масштабы газообразования, напротив, закономерно возрастают по мере погружения пород, достигая величин $(12 - 16) \cdot 10^9 \text{ м}^3/\text{км}^2$ на глубинах ниже 4,0 — 4,5 км. В связи с этим зоны интенсивного нефте- и газообразования в плане не совпадают. Первые приурочены обычно к районам, где глубины залегания меловых и палеогеновых отложений в пределах Тарханкутского и Керченского полуостровов и прилегающих акваторий Черного и Азовского морей не превышают 3,5 — 4,0 км. Относительно погруженные участки Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов являются зонами преимущественного газообразования. В районах сравнительно неглубокого залегания меловых отложений (Тендровско-Геническая и Евпаторийско-Новоселовская зоны) также генерируются главным образом газообразные УВ.

Распределение скоплений УВ по разрезу и площади Равнинного Крыма подтверждает намеченную зональность нефтегазообразования. В пределах Тарханкутско-Черноморской, Серебрянской и Керченской зон обнаружены как нефтяные, так и газовые залежи и многочисленные нефтегазопрооявления. Причем нефтяные скопления в Равнинном Крыму приурочены к меловым отложениям, а газовые — ко всему разрезу осадочного чехла. На Керченском полуострове сингенетично нефтеносными являются также палеогеновые — неогеновые отложения. По мере удаления от зон нефтегазообразования встречаются преимущественно газовые залежи, приуроченные к верхней части осадочного чехла. Наряду с условиями генерации это объясняется большей миграционной способностью газообразных УВ.

Сравнение результатов оценки масштабов нефтегазообразования по Равнинному Крыму с данными Западно-Сибирской платформы показывает, что эмиграция жидких УВ в достаточных для аккумуляции количествах осуществлялась только среднеальбскими — сеноманскими и майкопскими отложениями в Северо-Западном Крыму, на Керченском полуострове и прилегающих акваториях Черного и Азовского морей. Породы неокон-нижнеальбского и турон-эоценового возраста обладают сравнительно невысоким нефтепроизводящим потенциалом. Генерация газообразных УВ в объемах, обеспечивающих образование промышленных

Таблица 2

Масштабы нефтегазообразования в меловых и палеогеновых отложениях Равнинного Крыма и прилегающих районов

Зона нефтегазообразования	Геологический возраст нефтегазопроизводящих комплексов	Интервал глубины погружения пород, км	Стадия катагенеза ОВ	K_{3m}	Количество эмигрировавших газообразных УВ	
					$10^7 \text{ м}^3/\text{км}^2$	10^9 м^3
Тарханкутско-Черноморская	Нижнемеловой — сеноманский	1,6 — 2,5	МК ₁₋₂ (ДГ)	0,30	110	2780
	То же	2,5 — 4,0	МК ₂₋₃ (ГЖ)	0,60	130 — 285	13420
	То же	4,0 — 5,0	МК ₃₋₄ (ЖК)	0,45	195 — 900	41250
	Майкопский	1,0 — 2,0	ПК ₁ — МК ₁ (БД)	—	210 — 265	20500
Серебрянская и Арабатская	Всего по зоне					77950
	Нижнемеловой — сеноманский	1,6 — 2,5	МК ₁₋₂ (ДГ)	0,30	30	160
	То же	2,5 — 4,0	МК ₂₋₃ (ГЖ)	0,60	190 — 395	17180
	То же	4,0 — 5,0	МК ₃₋₄ (ЖК)	0,45	230 — 1150	15630
	Всего по зоне					32970
Нижнегорско-Белогорская и Керченская	Нижнемеловой — сеноманский	1,6 — 2,5	МК ₁₋₂ (ДГ)	0,30	110 — 435	14220
	То же	2,5 — 4,0	МК ₂₋₃ (ГЖ)	0,60	400 — 575	38050
	То же	4,0 — 5,0	МК ₃₋₄ (ЖК)	0,45	215 — 1175	28320
	Всего по зоне					

Зона нефтегазообразования	Геологический возраст нефтегазопроизводящих комплексов	Интервал глубины погружения пород, км	Стадия катагенеза ОВ	$K_{эм}$	Количество эмигрировавших газобразных УВ	
					$10^7 \text{ м}^3/\text{км}^2$	10^9 м^3
Нижнегорско-Белогорская и Керченская	Верхнепалеоценовый – эоценовый То же	2,0 – 3,0 3,0 – 4,5	МК ₁₋₂ (ДГ) МК ₂₋₃ (ГЖ)	0,35 0,45	65 – 115 80 – 140	4070 3050
	Майкопский "	2,0 – 3,0 3,0 – 4,5	МК ₁₋₂ (ДГ) МК ₂₋₃ (ГЖ)	0,30 0,40	700 – 1035 1270 – 1580	27420 48380
	Всего по зоне					163510
	Нижнемеловой – сеноманский То же	0,5 – 1,6 1,6 – 2,5	ПК (Б) МК ₁₋₂ (ДГ)	– 0,25	10 30 – 35	800 3100
Енапаторийско-Новоселовская	Всего по зоне					3900
	Нижнемеловой – сеноманский То же	0,5 – 1,6 1,6 – 2,0	ПК (Б) МК ₁ (Д)	– 0,20	40 – 90 195	2680 6560
	Всего по зоне					9240
	Итого					287570

скоплений, происходила в меловых и палеогеновых отложениях почти на всей рассматриваемой территории, за исключением Северного Присивашья и Причерноморья.

Таким образом, суммируя приведенные выше геолого-геохимические данные по Равнинному Крыму и прилегающим районам, можно сделать следующие выводы.

1. Основными нефтегазопроизводящими комплексами в изученной части разреза осадочного чехла являются песчано-глинистые отложения нижнего мела и майкопа. Они характеризуются повышенными концентрациями и нейтральным составом ОВ, накопление которого происходило преимущественно в слабовосстановительной и переходной к восстановительной обстановках.

2. Условия ГФН в толще нижнего мела проявляются в интервале глубин 1,6 – 3,7 км на подстадиях мезокатагенеза МК₁₋₃ (Д – Ж). Палеогеохимический анализ показывает, что генерация жидких УВ в ней началась, вероятно, в поздне меловое время и продолжается до настоящего периода. Основные зоны нефтегазообразования приурочены к относительно погруженным частям Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов. Майкопские отложения способны продуцировать жидкие УВ после погружения их на глубину около 2,2 км. Такие условия существовали в Индоло-Кубанском прогибе со среднемиоценового времени.

3. Оценка масштабов нефтегазообразования объемно-генетическим методом показывает, что наибольшие количества УВ продуцировались в пределах Керченской зоны, где отмечается значительное преобладание газа над нефтью. В северо-западной части Равнинного Крыма и прилегающей акватории Черного моря нефтегазопроизводящие возможности мел-палеогеновых отложений заметно снижаются, а в Северном и Северо-Восточном Крыму они еще ниже. Эмиграция жидких УВ во всех зонах нефтегазообразования происходила в ограниченном объеме, а газообразных – в значительном количестве, вполне достаточном для формирования промышленных скоплений.

ГИДРОХИМИЯ И ГИДРОДИНАМИКА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ И ПЕРСПЕКТИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

В нефтегазоносных и перспективных литолого-стратиграфических комплексах Причерноморья и Крыма, а также смежных акваторий Черного и Азовского морей отмечается ряд довольно выдержанных водоносных горизонтов. Сведения об условиях залегания подземных вод, характере их циркуляции, химизме вод и растворенных в них газов содержатся в ряде работ [11, 15, 26 и др.].

В Западном Причерноморье самостоятельные водоносные комплексы образуются в силурийских, девонских – каменноугольных, пермо-триасовых и юрских отложениях платформенного чехла.

В силурийской толще водовмещающими являются трещиноватые и кавернозные известняки и доломиты. В северных районах Молдавии

в них заключены воды гидрокарбонатно-натриевого и сульфатно-натриевого типов с минерализацией 1 – 10 г/л [11]. Южнее химический состав вод изменяется до хлор-кальциевых слабых рассолов, которые содержат углеводородно-азотные газы.

Подземные воды девон-каменноугольного комплекса заключены преимущественно в трещиноватых известняках и доломитах. Они обладают максимальной в разрезе чехла установленной минерализацией – 120 – 180 г/л, относятся к хлор-кальциевому, редко сульфатно-натриевому типам и характеризуются значениями коэффициента метаморфизации 0,74 – 0,81 (Баурчи, Баймаклея, Алуат). Растворенные в них газы имеют в основном азотный и реже азотно-углеводородный состав. В последнем случае содержание углеводородов (в большинстве проб это метан) достигает 20 – 30 об. %. Коэффициент упругости газов изменяется от 0,02 до 0,5.

В пермо-триасовом комплексе водовмещающие отложения представлены песками, алевролитами и известняками. Хлор-кальциевые воды рассматриваемого комплекса обычно значительно минерализованы (60 – 80 г/л) и характеризуются коэффициентом метаморфизации 0,8 – 0,9. Водорастворенные газы состоят преимущественно из азота и метана, которые содержатся примерно в равных количествах.

Воды юрского комплекса установлены в песчаниках, алевролитах и известняках. Минерализация вод, относящихся главным образом к хлор-кальциевому типу, составляет 40 – 105 г/л. Значения коэффициента метаморфизации равны 0,78 – 0,86. Водорастворенные газы по составу азотные, реже углеводородно-азотные и азотно-углеводородные. Коэффициент упругости газов менее 0,1. В южном направлении, на Алуатской площади, его значения возрастают до 0,3 – 0,4.

Приведенные краткие сведения указывают на затрудненный водообмен или застойный характер вод в палеозойских, триасовых и юрских отложениях Предбурджинского прогиба. Северный борт последнего относится к региональной области создания напоров. Разгрузка подземных вод предполагается в акватории Черного моря, в сторону которого снижаются абсолютные отметки пьезометрической поверхности [11]. Местами наблюдаются гидрогеологические аномалии, указывающие на существование локальной разгрузки в пределах прогиба (Баймаклийская и Алуатская площади).

На значительной территории Равнинного Крыма и Северного Причерноморья, а также на шельфе Черного и акватории Азовского морей распространены четыре региональных водоносных комплекса: 1) базальный (неоком-аптский); 2) маастрихт-эоценовый; 3) олигоцен-нижнемиоценовый; 4) среднемиоценовый – плиоценовый. На отдельных участках обводнены и другие горизонты мела и палеогена. Указанные водоносные комплексы и горизонты отделены друг от друга пачками относительно непроницаемых пород и могут рассматриваться как самостоятельные гидродинамические системы [26].

Базальный комплекс сложен алевроито-песчаными породами неокома и апта, реже альба, залегающими в основании нижнемеловой толщи.

Водообильность этого комплекса колеблется в широких пределах. На Тарханкутском полуострове притоки вод при самоизливах не превышают нескольких кубических метров в сутки, а в центральной части Равнинного Крыма и Северо-Восточном Причерноморье измеряются десятками, реже сотнями кубических метров в сутки, достигая в единичных случаях (Геническая, Новоселовская площади) более 1000 м³/сут.

Пьезометрическая поверхность комплекса наклонена от полосы обнажений нижнего мела в Горном Крыму (области инфильтрационного питания) на север, вплоть до Присивашья и Тарханкутского полуострова. В пределах последнего отмечается возрастание напоров, которое рассматривается рядом исследователей как результат встречного движения древних вод с наиболее погруженных частей Каркинитского прогиба [26 и др.]. В Северном Причерноморье устанавливается поступление инфильтрационных вод со стороны Украинского щита. Однако влияние последних на формирование гидродинамической системы базальных слоев нижнего мела невелико и ограничивается самой северной полосой южного склона Украинского кристаллического массива.

Гидрохимическая зональность базального водоносного комплекса характеризуется увеличением минерализации и метаморфизма вод при удалении от областей инфильтрационного питания в сторону акваторий. В предгорных районах Крыма воды неокомских отложений пресные или слабоминерализованные, преимущественно гидрокарбонатно-натриевого типа и содержат растворенные газы воздушного происхождения, иногда с примесью углеводородов. Это воды зоны свободного водообмена, которая условно околнуривается изолинией минерализации 3 г/л. С севера и запада она окаймляется полосой распространения более минерализованных вод разнообразного солевого состава, соответствующей зоне замедленного водообмена (до изолинии минерализации 20 г/л). В этих водах распространены азотно-углеводные и углеводно-азотные газы.

В северной части Равнинного Крыма и в Присивашье пластовые воды базальных отложений находятся в обстановке весьма замедленного водообмена. Здесь обычно распространены хлор-кальциевые воды с минерализацией 20 – 55 г/л, реже до 82,5 г/л. На ряде площадей Тарханкутского и Керченского полуостровов (Западно-Октябрьская, Глебовская, Серебрянская и др.) установлены менее минерализованные воды гидрокарбонатно-натриевого типа – 11 – 19 г/л.

Фоновая газонасыщенность вод низкая, за исключением северо-западной части Равнинного Крыма, где коэффициент упругости превышает 0,3. Наиболее благоприятные условия для сохранения газовых залежей имеются, вероятно, на участках со значениями этого коэффициента более 0,4 [26].

Водоносность альбских отложений обычно невысокая и изменяется от долей до нескольких десятков кубических метров в сутки. Значительные притоки зафиксированы только в районе г. Евпатория. Характер изменения химизма вод по площади в принципе не отличается от гидрохимической зональности неоком-аптского базального комплекса. Однако воды альба часто более минерализованы. Их минерализация обычно превышает

20 г/л, достигая на Крыловской площади 81,7 г/л. Состав водорастворенных газов на Тарханкутском полуострове и в Нижнем Приднпровье углеводородный, в пределах Нововоселовского поднятия — азотно-углеводородный, а в Приазовье — азотный.

Водоносные горизонты в карбонатных отложениях верхнего мела (сеноманский — кампанский ярусы) имеют прерывистое развитие. Фильтрационные способности в основном обусловлены вторичной пустотностью в известняках, интенсивность которой существенно меняется по площади. Водоупорами в верхнемеловой карбонатной толще являются прослой глинистых мергелей и глин в сеноманских отложениях, глинистые известняки и мергели нижних частей кампанского и маастрихтского ярусов. Водообильность карбонатных пород в общем низкая. Дебиты скважин в Равнинном Крыму обычно не превышают $30 \text{ м}^3/\text{сут}$ при самоизливах.

По химическому составу и минерализации воды сеноманских — кампанских отложений разнообразны. В Крымских предгорьях они практически пресные, минерализация нередко менее 0,5 г/л и относятся к разным типам. В северной части Крыма и на смежном черноморском шельфе (Голицынская площадь) воды обычно гидрокарбонатно-натриевые и хлор-кальциевые, а в Северном Причерноморье — хлор-кальциевые, минерализация свыше 20 г/л. На Керченском полуострове и, вероятно, на примыкающей акватории Азовского моря распространены гидрокарбонатно-натриевые воды невысокой минерализации [15]. Состав растворенных в водах верхнемеловых отложений газов на этой территории преимущественно метановый.

Воды маастрихт-эоценового водоносного комплекса залегают в известняках и песчаниках маастрихта, дата — палеоэоцена и среднего эоцена. Региональными водоупорами для них являются мергели нижней части маастрихта и верхнего эоцена. Существенное значение имеет также нижне-эоценовый водоупор. О гидродинамической связи между водоносными горизонтами рассматриваемого комплекса свидетельствуют близкие значения приведенных напоров. Водообильность коллекторов измеряется обычно первыми десятками, реже сотнями кубических метров в сутки. В отдельных случаях дебиты вод в скважинах превышают $1000 \text{ м}^3/\text{сут}$ (Северо-Сивашская, Медведовская, Глебовская площади), что связано с изменением литологического состава или степени трещиноватости пород.

Пьезометрическая поверхность наклонена на север от обнажений в Горном Крыму к району Тарханкутского полуострова и Присивашья. К Тарханкутскому и Керченскому полуостровам приурочены зоны повышенных напоров с максимальными значениями последних в пределах наиболее погруженных частей Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов. Керченская зона заметно отличается высокими градиентами давлений [26]. Основное влияние на формирование гидродинамической системы рассматриваемого комплекса отложений в Равнинном Крыму и Присивашье оказывает напор вод, движущихся из глубоких депрессионных зон к их периферическим частям [26 и др.]. Влияние инфильтрационных вод на гидрохимическую зональность четко прослежи-

вается в Крымских предгорьях и на склоне Украинского массива. На остальной территории маастрихт-эоценовый водоносный комплекс залегает в условиях весьма замедленного водообмена. В северо-западной и восточной частях Крымского полуострова, а также на смежных акваториях Черного и, по-видимому, Азовского морей распространены в основном гидрокарбонатно-натриевые воды минерализацией 20 — 30 г/л. Некоторое опреснение (до 16 г/л) фиксируется на Глебовской и Западно-Кировской антиклиналях Тарханкутского полуострова и на юго-западе Керченского полуострова. В Северном Причерноморье и Южном Присивашье тип вод изменяется на хлор-кальциевый и минерализация их возрастает до 42 — 50 г/л.

Для вод маастрихт-эоценового комплекса характерны довольно высокая газонасыщенность и метановый состав газов. Коэффициент упругости газов часто составляет 0,3 — 0,5. На Тарханкутском полуострове в пределах зоны повышенных величин относительной упругости открыто несколько газовых месторождений (Глебовское, Задорненское и др.). По аналогии можно ожидать, например, наличия газовых залежей в маастрихт-эоценовом комплексе Керченского полуострова и Нижнего Приднпровья, где значения $p_r/p_{пл}$ превышают фоновые.

Олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский) комплекс пород в целом представляет собой водоупорную толщу. Коллекторы концентрируются в виде пачек и прослоев алевролитов и песков в глинистой толще майкопской серии и характеризуются обычно невысокой водообильностью. Дебиты скважин измеряются долями и единицами, изредка десятками кубических метров в сутки, достигая на Стрелковой площади $55,3 \text{ м}^3/\text{сут}$ при самоизливе.

Гидродинамика майкопских отложений изучена очень слабо. Предполагается, что основную роль в формировании гидродинамических систем майкопа играет напор вод, движущихся со стороны наиболее прогнутых частей впадин [26].

На большей части рассматриваемой территории в Равнинном Крыму, Северном Причерноморье и на северо-западном шельфе Черного моря майкопские отложения содержат обычно высокоминерализованные хлор-кальциевые воды, соленость которых изменяется от 14 до 62 г/л. Воды гидрокарбонатно-натриевого типа минерализацией до 17 г/л преобладают на Керченском полуострове и в Северо-Западном Приазовье.

Гидрохимическая зональность вод майкопа выражена менее четко, чем в базальном нижнемеловом и маастрихт-эоценовом комплексах. К области весьма замедленного водообмена в майкопских отложениях относится большая часть Северного Крыма, северо-западного шельфа Черного моря, а также Нижнее Приднпровье [26].

Газонасыщенность вод майкопских отложений высокая. Территория Равнинного Крыма оконтуривается изолинией относительной упругости 0,4 [26]. В пределах Джанкойского и Стрелкового поднятий этот показатель изменяется от 0,33 до 1,0. Растворенные газы обычно имеют метановый состав.

Следует отметить, что ниже майкопской толщи в ряде районов наблюдается гидрохимическая инверсия. В этом случае в водоносных горизонтах палеоцена и верхней части верхнемеловых отложений, а также в основании нижнемеловой толщи наблюдается значительный спад минерализации вод [26].

Среднемиоценовый — плиоценовый водоносный комплекс представлен несколькими водоносными горизонтами среднего миоцена, среднего и верхнего сармата, мзотиса, понта, а местами — среднего и верхнего плиоцена и антропогена. Эти горизонты в различной степени разобщены и на значительной территории промыты инфильтрационными водами [14, 15 и др.]. Воды неогеновых отложений залегают преимущественно в условиях активного и реже замедленного водообмена. Только у побережий и на шельфе Черного и Азовского морей отмечаются высокая минерализация и хлор-кальциевый тип пластовых вод, которые свидетельствуют о весьма затрудненном водообмене неогеновых вод в пределах значительной части акваторий. Так, на поднятии Голицына из песков и известняков среднего миоцена получен приток воды с максимальной в неогеновом комплексе минерализацией воды и с предельным насыщением метановым газом. Гидрогеологические условия описываемого комплекса на суше неблагоприятны для сохранения залежей углеводородов.

Таким образом, гидрогеологические показатели показывают, что наиболее перспективны в отношении нефтегазоносности нижнемеловые — сеноманские, маастрихт-палеоценовые и майкопские отложения в пределах акваторий Черного (северо-западный шельф), Азовского морей и смежной суши Крыма и Северного Причерноморья.

КОЛЛЕКТОРСКИЕ И ЭКРАНИРУЮЩИЕ СВОЙСТВА ПОРОД

ВЫДЕЛЕНИЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК В РАЗРЕЗЕ

Анализ и обобщение имеющихся петрофизических и промыслово-геофизических материалов с учетом результатов испытания скважин позволили выделить в разрезе палеозойских — неогеновых отложений породы-коллекторы и экранирующие их горизонты (пачки), объединенные в следующие нефтегазоносные и перспективные комплексы: силурийско-нижнекаменноугольный, пермско-триасовый, юрский, нижнемеловой, верхнемеловой — палеоценовый, эоценовый, майкопский и неогеновый.

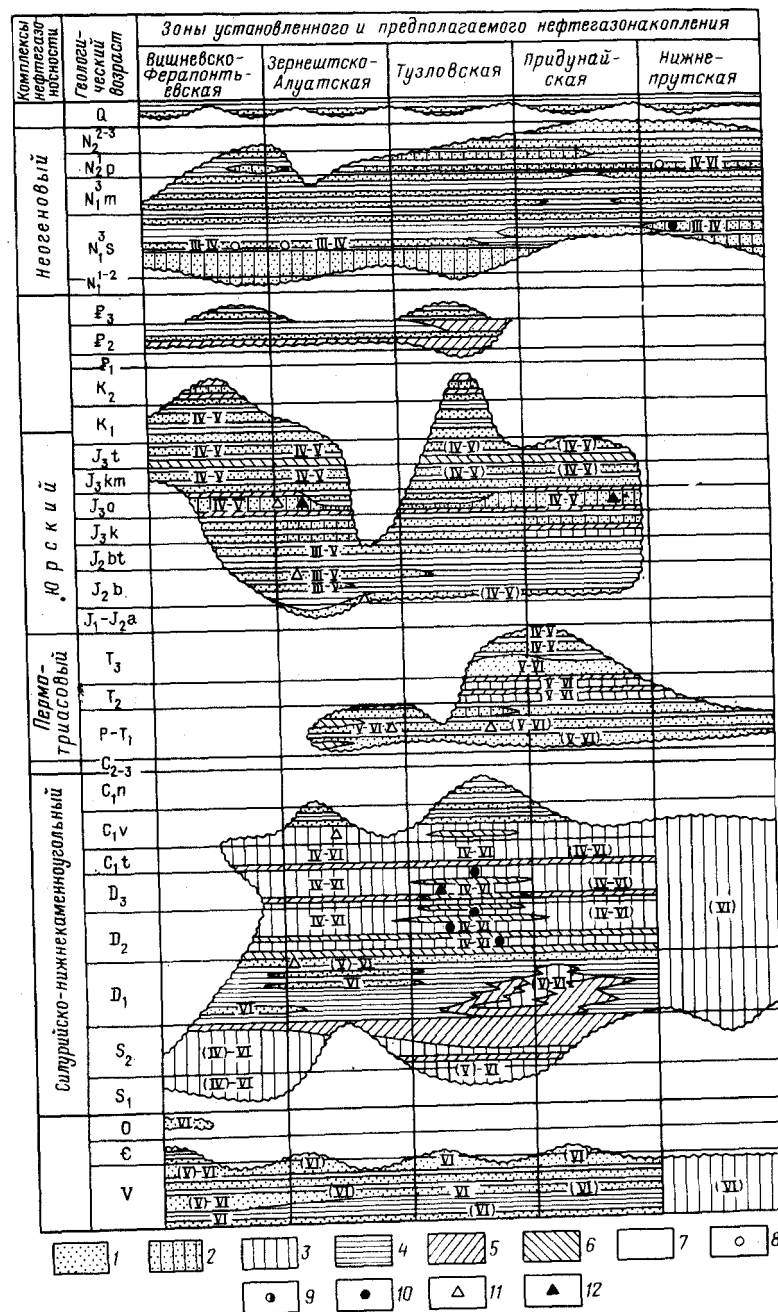
Домеловые комплексы представляют практический интерес в пределах юга междуречья Прут — Днестр, где они характеризуются благоприят

Рис. 25. Схема распределения коллекторов, покрышек, залежей углеводородов и нефтегазопоявлений в разрезе осадочной толщи юга междуречья Прут — Днестр.

Составили А. Т. Богаец и Б. М. Полухтович

Типы коллекторов: 1 — поровый, 2 — трещинно-поровый и порово-трещинный, 3 — порово-каверно-стлолитно-трещинный; тип покрышки: 4 — глинистый, 5 — глинисто-карбонатный, 6 — глинисто-карбонатно-сульфатный; 7 — выпадение пород из разреза; залежи: 8 — газа, 9 — газа с конденсатом, 10 — нефти; проявления: 11 — газа, 12 — нефти.

Римскими шифрами обозначены классы коллекторов, в скобках — предполагаемые



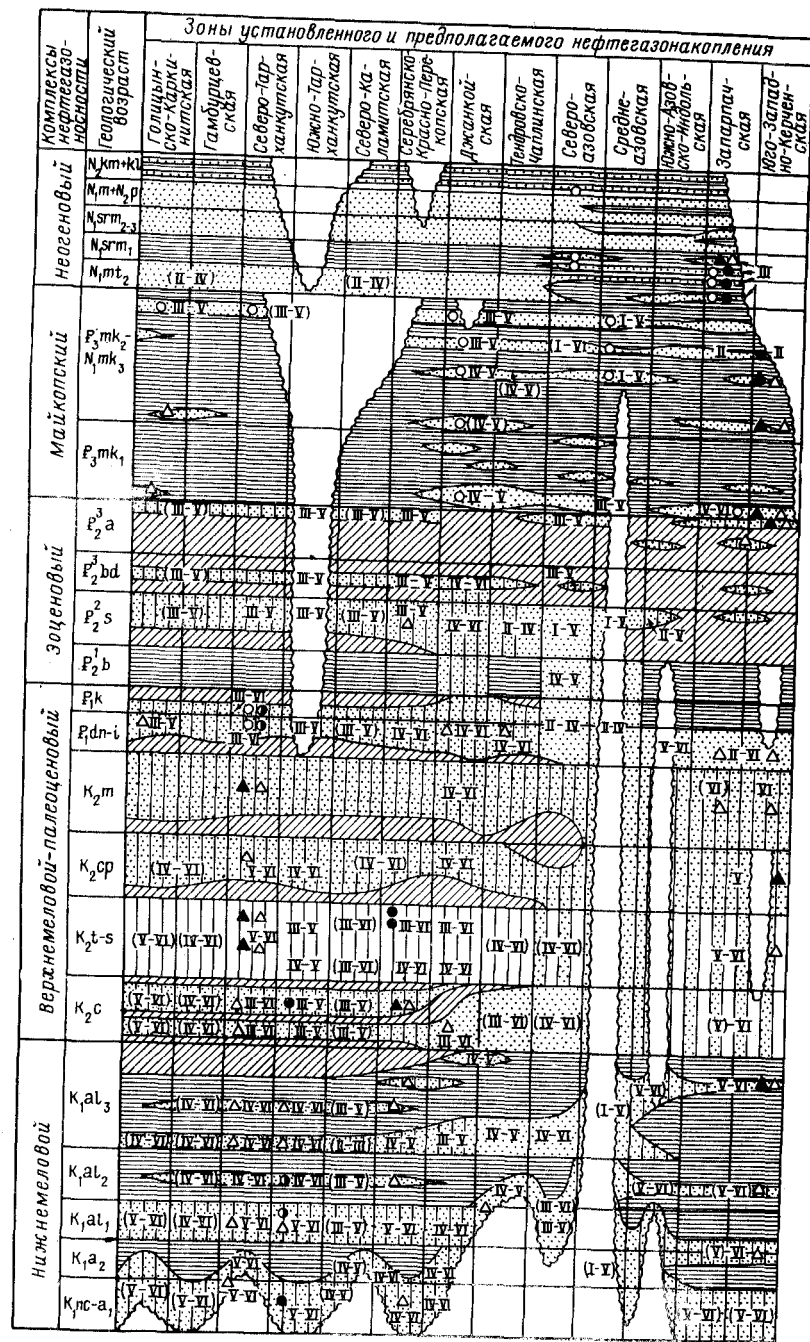


Рис. 26. Схема распределения коллекторов, покрышек, залежей углеводородов и нефтегазопроявлений в разрезе меловых — неогеновых отложений юга УССР и прилегающих акваторий. Составили А. Т. Богаец и Б. И. Денег

Условные обозначения см. рис. 25

ным сочетанием коллекторов и покрышек. Первые из них преобладают в силурийской, среднедевонской — нижнекаменноугольной, пермо-триасовой и верхнеюрской частях разреза. Основными экранами являются глинистые образования нижнего девона и средней юры, классифицирующиеся как субрегиональные нефтегазоупоры. В качестве зональных покрышек можно рассматривать преимущественно глинистые породы верхней части визейского и намюрского ярусов восточных районов Западного Причерноморья и отдельные пачки среди карбонатных пород среднедевонского — нижнекаменноугольного возраста, обогащенные сульфатными и глинистыми образованиями или же представленные более плотными разностями глинисто-карбонатных пород. Зональное распространение имеют, вероятно, также достаточно мощные (до 50 м и более) пачки глин, гипсов и ангидритов, приуроченные к верхам оксфордского яруса и кимеридж-титонской части разреза (рис. 25).

В толще нижнемеловых отложений Крыма и Причерноморья прослеживается несколько пачек пород-коллекторов, представленных преимущественно песчаниками, алевролитами, туфами и туффитами. Наибольшего внимания среди них заслуживают терригенные породы базальных слоев нижнего мела, а также пачки алевролитов, песчаников, туфов и туффитов, приуроченные к нижнеальбскому и низам верхнеальбского подъяруса. Они распространены очень широко, в связи с чем классифицируются как субрегиональные. Кроме того, в разрезе среднего и верхнего альба выделены две пачки коллекторов зонального и несколько пачек локального распространения (рис. 26).

Эти породы-коллекторы отделены друг от друга и от вышележащих образований верхнемелового возраста достаточно мощными экраняющими толщами глин, аргиллитов и глинистых мергелей. Среди них наибольшее значение имеют покрышки, приуроченные к среднеальбскому и верхней части верхнеальбского подъяруса, которые распространены почти во всей рассматриваемой нами области и классифицируются как субрегиональные нефтегазоупоры. Менее широко развитые глинистые образования верхнеаптского возраста представляют собой зональную покрышку.

Верхнемеловой — палеоценовый нефтегазоносный комплекс характеризуется значительным преобладанием коллекторов над породами-покрышками. К последним отнесены пачки карбонатно-глинистых и глинисто-карбонатных образований отдельных частей сеноманского, низов кампанского и маастрихтского и верхней половины качинского ярусов. В пределах Тарханкутского полуострова и прилегающих к нему районов акватории Черного моря покрышкой являются также датские отложения, представленные здесь мергелями и глинистыми известняками. Остальные части верхнемелового — палеоценового разреза, сложенные преимущественно

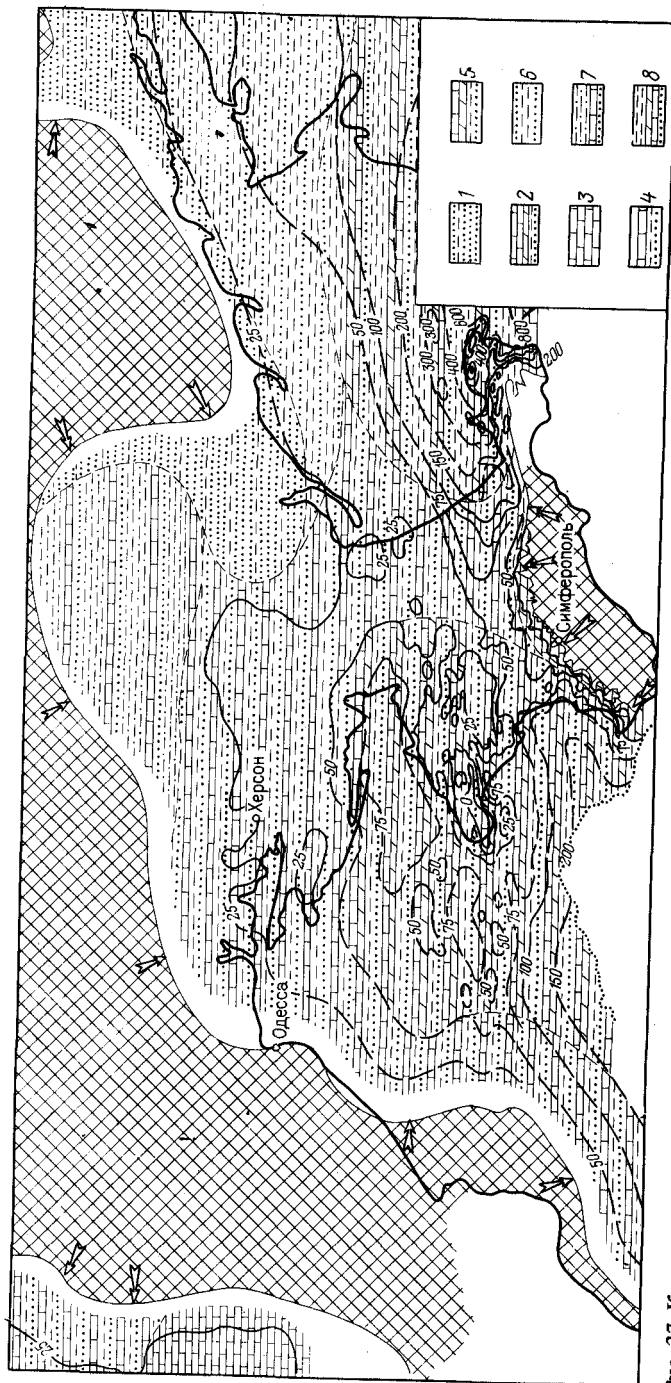


Рис. 27. Карта мощностей и литофаций тортонских отложений юга СССР и прилегающих акваторий. Составили А. Т. Богаец и В. А. Вартанова, 1975 г.

1 — пески (песчаники) с прослоями глин; 2 — известняки с прослоями мергелей, глин, песков, песчаников, местами грубообломочных пород; 3 — известняки; 4 — известняки, глины, пески (песчаники); 5 — известняки, мергели, глины, пески (песчаники); 6 — глины с прослоями песков (песчаников); 7 — глины, местами с прослоями песков и известняков; 8 — глины с прослоями песков (песчаников), мергелей и известняков. Остальные условные обозначения см. рис. 9, 12

известняками, рассматриваются как коллекторы трещинно-порового, порово-трещинного и порово-каверно-стилолитно-трещинного типов.

В эоценовом нефтегазоносном комплексе преобладают породы — покрывки. Наибольшее значение среди них имеют широко распространенные нижнеэоценовые глинистые образования. Вместе с мергелями верхов палеоцена и низов среднего эоцена они представляют собой субрегиональную экранирующую толщу, отделяющую верхнемеловой — палеоценовый нефтегазоносный комплекс от эоценового. В качестве субрегиональной покрывки рассматривается также большая часть разреза верхнего эоцена, сложенная преимущественно мергелями.

К коллекторам отнесены пачки трещиноватых карбонатных и глинисто-карбонатных, местами песчано-алевритовых пород, приуроченные преимущественно к среднеэоценовым и отдельным частям верхнеэоценовых отложений.

Майкопский нефтегазоносный комплекс можно в целом рассматривать как мощную регионально распространенную экранирующую глинистую толщу. Породы-коллекторы, представленные алевритами, реже мелкозернистыми песками и рыхлыми песчаниками, играют подчиненную роль, имеют зональное и локальное развитие и встречаются в разных частях толщ.

Среди неогеновых отложений наибольший интерес представляют широко распространенные терригенно-карбонатные образования второго средиземноморского яруса, обладающие хорошими коллекторскими свойствами. Они перекрыты повсеместно достаточно мощной пачкой глин раннесарматского возраста, которая представляет собой надежную непроницаемую покрывку (рис. 27).

Прежде чем перейти к рассмотрению особенностей изменения коллекторских и экранирующих свойств перечисленных выше толщ и пачек, следует отметить, что при характеристике коллекторов мы используем классификации Е. М. Смехова [50] и А. А. Ханина [60]. Покрывки классифицируются по Э. А. Бакирову [1] с учетом разработок И. А. Мухаринской и О. В. Зарицкой [19, 25].

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ

Верхнепротерозойские и кембрийские песчано-алевритовые породы и силурийские карбонатные образования представлены преимущественно непроницаемыми разностями. Плотность песчаников и алевритов составляет $2,70 - 2,77 \text{ г/см}^3$, а известняков и доломитов — $2,67 - 2,72 \text{ г/см}^3$. Открытая пористость терригенных и карбонатных пород изменяется соответственно от 1,05 до 6,34 % (60 обр.) и от 0,51 до 7,42 % (25 обр.) при медианных значениях 1,12 и 1,45 %. В силурийских известняках и доломитах нередко встречаются открытые трещины.

В среднедевонской — нижнекаменноугольной частях разреза коллекторами являются доломиты и органогенно-обломочные, мелкозернистые и пелитоморфные известняки. Плотность этих пород колеблется в пределах $2,64 - 2,70 \text{ г/см}^3$. Открытая пористость изменяется от 0,23 до

4,11 % (35 обр.), медианное значение составляет 3,1 %. Межзерновая проницаемость не превышает $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Как в доломитах, так и в известняках встречаются обильные разномасштабные извилистые трещины, заполненные кальцитом, глинистым и битуминозным веществом, или открытые. Их ширина изменяется от 0,002 до 1,5 мм, а обусловленная ими проницаемость достигает $814,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Кроме трещин в породах наблюдаются пустотки выщелачивания овальной и продолговатой формы размером до 2 мм, а также пустоты, образовавшиеся в результате перекристаллизации и доломитизации известняков. Присутствие каверн, вторичных пор и трещин увеличивает также емкостные свойства пород.

О наличии хороших коллекторов в рассмотренной части разреза свидетельствуют притоки пластовых вод, достигавшие $240 \text{ м}^3/\text{сут}$ при пониженных уровнях на 50 – 70 м.

Изложенные материалы характеризуют карбонатные породы среднедевонского – нижнекаменноугольного возраста как коллекторы порово-трещинного и порово-каверно-трещинного типов невысокой емкости и разной проницаемости.

Пермские и нижнетриасовые песчаники и алевролиты характеризуются высокой плотностью ($2,65 - 2,70 \text{ г/см}^3$) и низкой открытой пористостью, изменяющейся от 0,04 до 4,75 % (35 обр.); медианное значение составляет 1,85 %. Проницаемость менее $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Верхнетриасовые песчаники обладают лучшими коллекторскими свойствами. Они представлены обычно мелко- и среднезернистыми разностями с неоднородным минералогическим составом. Цемент карбонатный и глинисто-карбонатный, порового, иногда базального типов.

Плотность этих пород в Килийской параметрической скважине колеблется в пределах $2,22 - 2,67 \text{ г/см}^3$, увеличиваясь с глубиной, открытая пористость в верхней части разреза изменяется от 12,03 до 19,88 % (медианное значение – 15,98 %), а проницаемость составляет $(2,1 - 24,6) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Книзу коллекторские свойства существенно ухудшаются. В самой нижней части разреза открытая пористость составляет 0,1 – 3,3 %, а проницаемость – менее $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Таким образом, верхнетриасовые песчаники можно рассматривать как коллекторы порового и, вероятно, трещинно-порового типов средней емкости и проницаемости.

В среднеюрской толще терригенно-глинистых пород песчаники и алевролиты играют обычно подчиненную роль, прослеживаясь в виде отдельных прослоев и пачек. В восточных районах юга междуречья Прут – Днестр они встречаются редко, имеют небольшую мощность и не представляют практического значения. В приосевой части юрского прогиба отмечается пять песчано-алевритовых пачек. Мощность базальной пачки достигает 130 – 140 м, а остальных – 15 – 60 м; западнее, в Припутье, прослеживаются три алевроито-песчаные пачки. Две из них мощностью каждая по 20 – 40 м, а третья – базальная – 80 – 90 м. Мощность глинистых перемычек между ними в указанных районах изменяется от 160 до 410 м. В северо-западной части территории распространения среднеюрских

отложений (Баймаклийская, Готештская площади) песчаники и алевролиты явно преобладают в разрезе. Здесь в кровле толщи залегает пачка глин мощностью до 100 м.

Базальные песчаники в западной части прогиба чаще всего массивные и практически мономинеральные (кварца до 95 %). При этом в северных районах они средне- и разномасштабные, обычно с глинисто-карбонатным цементом, а в южных – более мелкозернистые, прослоями переходящие в алевролиты, с гидрослюдистым, гидрослюдисто-шамозитовым, реже глинисто-карбонатным цементом преимущественно порового типа [49].

Песчано-алевритовые породы вышележащих пачек представлены плотными, реже слабощементированными разностями полимиктового состава. Кластический материал песчаников сложен обычно зернами размером 0,20 – 0,25 мм, от хорошо окатанных до угловато-окатанных и угловатых. Цемент карбонатно-глинистый базального типа.

Открытая пористость песчаников и алевролитов колеблется здесь в пределах 4,93 – 25,53 % (80 обр.), медианное значение – 18,5 %. Проницаемость составляет $(0,175 - 340,2) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Плотность пород – $2,20 - 2,50 \text{ г/см}^3$. Встречаются многочисленные вертикальные трещины, нередко открытые, шириной от 0,008 до 0,1 мм. Трещинная проницаемость достигает $3,046 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Наилучшими коллекторскими свойствами обладают песчаники северо-западной части прогиба (Баймаклийская, Готештская и Баурчинская площади). Во всех 43 исследованных по этому району образцах проницаемость обычно изменяется в пределах $0,17 - 61,08 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В отдельных случаях она достигает $(170 - 340) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

В других районах коллекторские свойства песчано-алевритовых пород ухудшаются. Их межзерновая проницаемость, чаще всего очень низкая. Однако получение из этих коллекторов значительных, иногда очень больших притоков пластовой воды свидетельствует о существенном улучшении их фильтрационных свойств благодаря трещиноватости пород. Так, абсолютная пористость песчаников из интервала 1392 – 1421 м в скв. 17 Московской по лабораторным данным не превышает 4,93 %, проницаемость составляет менее $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В процессе испытания получен приток воды с дебитом $4800 \text{ м}^3/\text{сут}$ при динамическом уровне 181 м от устья скважины.

Таким образом, изложенные материалы характеризуют песчано-алевритовые породы среднеюрского возраста как коллекторы порового и трещинно-порового типов малой и средней емкости и разной проницаемости.

В толще верхнеюрских отложений коллекторами являются песчаники, алевролиты и известняки, приуроченные к разным частям разреза.

Коллекторы келловейского возраста в северо-западной части прогиба (Баймаклийская, Готештская и Баурчинская площади) представлены в основном мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, обычно слабо скрепленными карбонатно-глинистым цементом базального типа. Открытая пористость их изменяется от 9,38 до 24,30 % (реже 34 %), ее медианное значение составляет 10,38 %. Проницаемость достигает $89,7 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

В центральной части прогиба главную роль среди коллекторов келловейского возраста играют известняки. Обычно они средне-мелкозернистые, реже пелитоморфные с субвертикальными трещинами, выполненными кальцитом, и открытыми.

На хорошие коллекторские свойства песчано-алевритовых и карбонатных пород келловей указывают также значительные притоки пластовых вод (от 12 до 120 м³/сут при понижениях уровня на 10 – 59 м от статического), полученные во многих скважинах Баймаклийской, Готештской, Деневицкой и других площадей.

Среди пород оксфордского возраста коллекторами являются органогенные (в том числе рифогенные), органогенно-обломочные, средне-мелкозернистые и пелитоморфные известняки (см. рис. 11). Их открытая пористость не превышает 8,87 % (43 обр.). Межзерновая проницаемость обычно менее $0,1 \cdot 10^{-15}$ м². Встречающиеся в известняках разнонаправленные открытые трещины имеют ширину до 0,1 – 0,3 мм. Обусловленная ими проницаемость колеблется в пределах $(41,8 - 645,5) \cdot 10^{-15}$ м². По данным промысловых исследований скважин проницаемость известняков составляет $(15 - 20) \cdot 10^{-15}$ м². О их хороших коллекторских свойствах свидетельствуют также притоки пластовых вод от 240 до 480 м³/сут при понижениях уровня на 10 – 50 м от статического [49].

В толще кимеридж-титонских отложений встречаются линзовидные прослои мелкозернистых слабосцементированных песчаников и песков, а также алевролитов изменчивой мощности [49]. Открытая пористость их изменяется от 22,54 до 32,17 % (32 обр.), ее медианное значение составляет 29,62 %. Проницаемость варьирует в пределах $(1,01 - 432,10) \times 10^{-15}$ м². Дебиты пластовой воды в скважинах составляли 86,4 – 864 м³/сут при понижениях уровня до 100 м от статического.

Таким образом, песчано-алевритовые и карбонатные породы келловейского и оксфордского возраста можно рассматривать в качестве коллекторов порового и трещинно-порового типов преимущественно малой – средней пористости и проницаемости, а кимеридж-титонские песчаники и алевролиты как коллекторы порового типа средней – высокой пористости и проницаемости.

Неокомские и аптские породы-коллекторы Крыма и Северного Причерноморья представлены песчаниками и алевролитами, суммарное количество которых в разрезе уменьшается к центральной и юго-восточной частям Равнинного Крыма, т. е. по мере удаления от основных источников сноса обломочного материала, существовавших в неоком-аптское время [29].

Лучшие коллекторы порового типа III – V классов распространены в районах относительно неглубокого их залегания (до 2,5 км) на территории северо-восточного Присивашья, в центральной и юго-западных частях Равнинного Крыма, а также в предгорьях (рис. 28).

Песчаники, развитые в Северо-Восточном Присивашье, мелко-, средне- и разнозернистые, олигомиктовые и мезомиктовые, в верхах разреза кварцево-глауконитовые. Цемент обычно глинистый и карбонатно-глини-

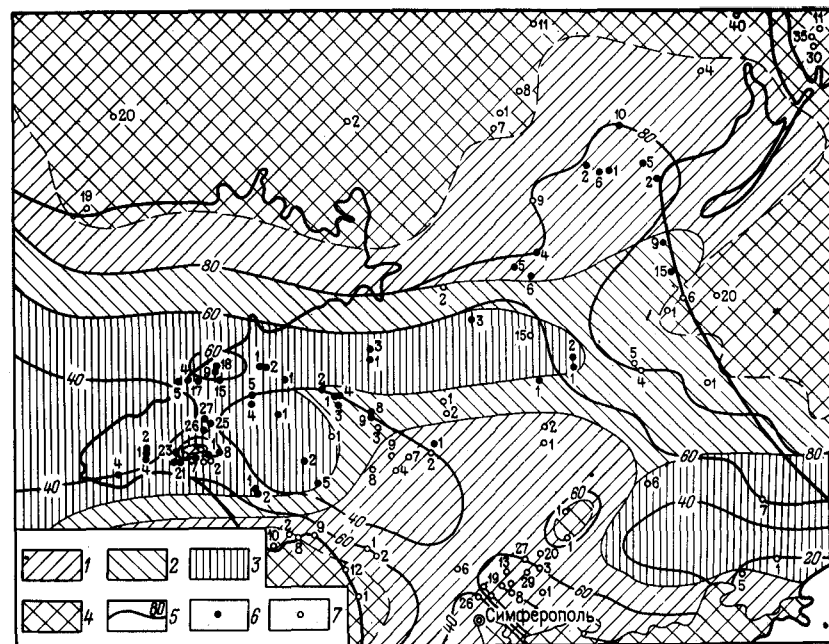


Рис. 28. Схематическая карта распространения пород-коллекторов неоком-аптского возраста Равнинного Крыма и прилегающих акваторий. Составили А. Т. Богаец и Г. В. Бойчук

1 – коллекторы порового типа III – V классов; коллекторы трещинно-порового типа: 2 – IV–V классов, 3 – V–VI классов; 4 – районы отсутствия неоком-аптских отложений; 5 – вероятные изотонии суммарного процентного содержания алевритовых, песчаных и грубообломочных пород; скважины: 6 – по которым изучались физические свойства коллекторов, 7 – использованные при построении карты

тый порового и неполно-порового типов, участками карбонатный базального типа, местами кварцевый регенерационный. Его количество изменяется от 5 до 30 % состава породы. Песчаники с каолиновым цементом макropористые. Встречаются в разрезе песчаные и песчаные алевролиты, олигомиктовые с глинистым, кремнисто-глинистым, иногда карбонатным цементом базального и контактово-порового типов.

Неодинаковый состав, количество цемента, а также постседиментационные преобразования (карбонатизация, окварцевание и перекристаллизация) песчаников и алевролитов обусловили широкий диапазон их физических параметров. Плотность изменяется от 1,97 до 2,67 г/см³, открытая пористость – от 1,8 до 29,1 % с наиболее часто встречающимися значениями 14 – 18 %, межзерновая проницаемость достигает $987 \cdot 10^{-15}$ м². Преобладают разности с проницаемостью $(100 - 500) \cdot 10^{-15}$ м².

В районе с. Красногвардейское породы-коллекторы развиты преимущественно в неоком-нижеаптской части разреза и составляют в нем около 50 %. Песчаники здесь мелко-, средне- и разнозернистые, иногда с примесью гравийных зерен, олигомиктовые и мезомиктовые. Цемент порового и неполно-порового типов, каолиновый, реже гидрослюдистый

и кремнисто-глинистый, участками замещен кальцитом либо доломитом, реже сидеритом. Спорадически встречаются открытые поры. Количество цемента изменяется от 10 до 20 % состава породы. Алевролиты песчаные и песчаные, кварцевые и мезомиктовые с глинисто-кремнистым, кварцевым и карбонатным цементом базального, пленочно-порового и регенерационного типов.

Плотность песчаников и алевролитов изменяется от 2,06 до 2,53 г/см³, открытая пористость — от 2,9 до 22 %, проницаемость составляет ($< 0,01 - 363,0$) · 10⁻¹⁵ м² с преобладающими величинами до 100 · 10⁻¹⁵ м². Максимальной проницаемостью обладают песчаники мелко-среднезернистые полевцшпатово-кварцевые, слабо сцементированные крупночешуйчатым каолиновым цементом контактово-порового и неполно-порового типов.

В пределах Сакской, Евпаторийской, Крыловской, Елизаветовско-Тарасовской, Новоселовской и Красновской площадей песчаники и алевролиты имеют следующие физические параметры: пористость варьирует от 1,0 до 22,8 %, проницаемость составляет ($< 0,01 - 363,5$) · 10⁻¹⁵ м², плотность — 2,05 — 2,67 г/см³. Наличие здесь хороших коллекторов подтверждается значительными дебитами пластовых вод из скважин (до 2500 м³/сут). Не исключена возможность, что на фильтрационные свойства пород в отдельных случаях влияет трещиноватость, изучение которой по этим районам не проводилось (табл. 3).

Коллекторские свойства пород в самой южной части Крыма и в предгорьях изучены слабо, но достаточно высокие притоки вод из ряда скважин, обычно измеряемые сотнями кубометров в сутки, и единичные лабораторные определения позволяют говорить о наличии здесь коллекторов III — V, а возможно, и более высоких классов. Пески и алевролиты района с. Зуи имеют открытую пористость от 20 до 33 %, проницаемость (76 — 2600) · 10⁻¹⁵ м².

Коллекторы трещинно-порового типа IV — V классов развиты в районах сел Стрелковое, Славянское, Березовка. Они характеризуются двумя различными фильтрационными средами: поровой и трещинной.

В районе с. Березовка алевролиты песчаные и песчаники мелко-, средне- и разномиктовые, часто с гравием. кварцевые и полимиктовые с полиминеральным цементом смешанного типа, трещиноватые. Суммарная мощность алеврито-песчаных пород составляет здесь около 40 % всего неоксидно-апского разреза. Межзерновая открытая пористость их изменяется от 0,6 до 19,7 % с преобладанием значений 3 — 4 %, а проницаемость составляет ($< 0,01 - 34,6$) · 10⁻¹⁵ м².

В результате изучения трещиноватости песчаников и алевролитов района с. Березовка выявлены горизонтальные, вертикальные и наклонные открытые трещины. Форма их извилистая, местами кулисообразная, прерывистая, емкость составляет 0,02 — 0,80 %, проницаемость достигает 175 · 10⁻¹⁵ м² с преобладанием значений до 10 · 10⁻¹⁵ м². Наличие коллекторов в разрезе подтверждается также значительными притоками вод в скважинах (от 16 до 500 м³/сут).

Песчаники района с. Стрелковое мелко-, крупно- и разномиктовые,

а алевролиты крупнозернистые, по составу кварцевые или олигомиктовые, в верхней части нижеапского разреза с обилием глауконита. Цемент кварцевый регенерационный или каолиновый поровый, местами гидрослиудистый пленочного типа.

Открытая пористость пород составляет 6 — 11 %, изредка достигает 14,6 %, проницаемость обычно составляет ($< 0,01 - 0,3$) · 10⁻¹⁵ м². Фильтрационные свойства пород улучшаются за счет трещиноватости. Трещиноватая проницаемость составляет (100 — 200) · 10⁻¹⁵ м².

Песчаники района с. Славянское отличаются мезомиктовым и полимиктовым составом обломочного материала, полиминеральным цементом смешанного типа. Плотность их изменяется от 2,23 до 2,62 г/см³, пористость — от 3,1 до 18,2 %, проницаемость ($< 0,01 - 7,9$) · 10⁻¹⁵ м². Трещиноватость пород этого района не изучалась, но о ее наличии в разрезе свидетельствуют полученные весьма значительные притоки пластовых вод (до 108 м³/сут).

Коллекторы трещинно-порового типа V — VI классов развиты в северо-западной и юго-восточной частях Равнинного Крыма, а также в районе г. Джанкой и с. Орловское.

В пределах Тарханкутского полуострова породы-коллекторы залегают на значительных глубинах, обычно превышающих 3 км, и характеризуются высокой плотностью (до 2,94 г/см³), низкими значениями межзерновой открытой пористости и проницаемости. Фильтрационные свойства улучшены за счет развития горизонтальных, реже наклонных, обычно прямолинейных открытых трещин. Емкость последних составляет 0,001 — 3,5 %, а проницаемость — 0,30 — 54,92 · 10⁻¹⁵ м² с преобладанием значений (5 — 20) · 10⁻¹⁵ м².

Окварцевание, карбонизация, развитие конформных и инкорпорационных структур в песчаниках и алевролитах района с. Орловское и г. Джанкой оказали отрицательное влияние на межзерновую пористость, которая здесь не превышает 9,15 %, а проницаемость изменяется в пределах (0,01 — 1,1) · 10⁻¹⁵ м². В формировании фильтрационных свойств пород этого района ведущая роль принадлежит трещиноватости. В песчаниках из Вишняковских скважин проницаемость открытых трещин колеблется в пределах (6,8 — 407,0) · 10⁻¹⁵ м² с преобладанием значений до 50 × 10⁻¹⁵ м².

Алевролиты и песчаники в районе пос. Нижнегорский характеризуются олигомиктовым, мезомиктовым и полимиктовым составом обломочного материала и полиминеральным цементом смешанного типа.

Плотность этих пород изменяется от 2,40 до 2,57 г/см³, пористость — от 1,7 до 11,8 % с преобладанием значений около 8 %. Проницаемость не превышает 2,3 · 10⁻¹⁵ м².

Альбские породы-коллекторы представлены песчаниками, алевролитами, туфами и туффитами. Песчаники и алевролиты обычно приурочены к нижеальбскому подъярусу и нижней половине верхнего альба, группируясь местами в достаточно мощные пачки. Вулканокластические породы встречаются в разных частях разреза в виде отдельных прослоев и пачек изменчивой мощности.

Литолого-физическая характеристика пород-

Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав, количество (в %)	Постседимен- тационные преобразова- ния	Порис
				межзерновая
Меловая, 4	Конгломераты, гравелиты, песчаники полимиктовые и мезомиктовые.	Контактово-поровый, плечный, смешанный, кварцевый, гидрослюдистый, полиминеральный, 10 – 30	Кальцитизация, серицитизация	0,54 – 1,35
Октябрьская, 1, 2, 4, 6, 7, 8, 12	Песчаники, разно-, крупно-, мелкозернистые, кварцевые и мезомиктовые	10 – 45	Регенерация кварца, карбонатизация	$\frac{0,3 - 14,5}{4,2}$
Западно-Октябрьская, 27, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 38	Песчаники разнозернистые, алевролиты кварцевые, олигомиктовые и мезомиктовые	Контактово-поровый и базальный, полиминеральный, 15 – 50	Карбонатизация	$\frac{0,43 - 11,60}{2,7}$
Бакальская, 9, 15, 17, 18	Песчаники олигомиктовые разно- и мелкозернистые, реже алевролиты	Контактово-поровый и базально-поровый, полиминеральный, кремнисто-гидрослюдистый, 6 – 20	Регенерация зерен кварца, пиритизация	$\frac{2,28 - 7,41}{4,69}$
Межводненская, 4	Алевролиты и песчаники кварцевые разнозернистые, прослоями вулканомиктовые	Контактово-поровый, базальный, глинистый, 20 – 30	Пиритизация	$\frac{0,24 - 3,01}{2,51}$
Рылеевская, 1, 2	Алевролиты, песчаники кварцевые, олигомиктовые, реже полимиктовые, разнозернистые	Контактово-поровый, соприкосновения, полиминеральный, кремнисто-глинистый, 8 – 15	Карбонатизация, перекристаллизация цемента	$\frac{0,59 - 3,32}{1,60}$

коллекторов неокон-аптских отложений

тость, %	Проницаемость, $\mu \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$		Результаты испытаний (скважина; флюид; дебит в м ³ /сут)	Тип коллектора	Класс коллектора
трещинная	межзерновая	трещинная			
–	< 0,01	–		Трещинно-поровый	V – VI
$\frac{0,01 - 3,59}{(0,38 - 9,48)}$	< 0,001 – 5,60	$\frac{0,3 - 10,3}{< 5,0}$	1; нефть; 43,0 2; нефть; 4,0 4; нефть; 7,0	То же	V – VI
$\frac{0,05 - 0,25}{(0,14 - 19,8)}$	< 0,01 – 0,47	$\frac{0,86 - 54,92}{< 20,0}$	31; вода; 82,0 33; вода, 2,6	”	V – VI
–	< 0,01 – 1,30	–		”	V – VI
0,03 – 0,04	20,1	0,6 – 0,8	–	”	V – VI
–	< 0,01 – 0,06	–	–	”	V – VI

Площадь, скважина	Порода	Тип цемента его состав, количество (в %)	Постседимен- тационные преобразова- ния	Порис
				межзерновая
Каштанов- ская, 1	Алевролиты сланцесто- кварцевые	Порово-ба- зальный, гли- нистый, участ- ками кальци- товый, 25 – 40	Кальцитизация	0,81 – 7,49
Березовская, 1, 2, 3, 4, 8, 9	Алевролиты, песчаники кварцевые, сланцесто-квар- цевые, реже полимиктовые	Базальный, контактово- поровый, сме- шанный, поли- минеральный, 15 – 50	Раскристаллизация и гидрослюди- зация каолини- та, карбонатиза- ция, конформа- ция, инкорпора- ция, сидеритиза- ция, пиритиза- ция	0,60 – 19,7 3,7
Вишняков- ская, 2	Песчаники разно-, крупно- средне-, мел- козернистые, кварцевые, оли- гомиктовые и полимиктовые	Смешанный, полиминераль- ный, 7 – 8	Каолинизация, карбонатизация, регенерация кварца	4,0 – 5,37 –
Орловская, 3	Песчаники оли- гомиктовые, разнозернистые	Контактово- поровый, по- лиминераль- ный, 15 – 30	Каолинизация, карбонатизация	5,5 – 7,88
Восточно-Джан- койская, 1, 2	Песчаники, алевролиты кварцевые, оли- гомиктовые, полимиктовые, чаще мезомик- товые	Смешанный, полиминераль- ный, 5 – 40	Развитие кон- формных и инкорпорацион- ных структур	0,29 – 9,15
Славянская, 4, 5	Алевролиты, песчаники оли- гомиктовые, мезомиктовые и полиминер- альные, мел- ко- и разнозер- нистые	Пленочно-по- ровый и порово- базальный, полиминераль- ный, 10 – 20	Кальцитизация, конформация	3,1 – 18,2 9,86
Стрелковая, 9, 15	Песчаники и алевролиты кварцевые, олигомиктовые и мезомикто- вые	Пленочный, поровый, реген- ерационный, смешанный, гидрослюдист- ый, каолини- товый, кварце- вый, глинист- ый, 6–15	Регенерация кварца, разви- тие конформ- ных и инкорпо- рационных структур, каль- цитизация, пи- ритизация	6,21 – 14,59 11,0

тость, %	Проницаемость, $\mu \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$		Результаты испытаний (скважина; флюид; дебит в м ³ /сут)	Тип коллектора	Класс коллекто- ра
	трещинная	межзерновая	трещинная		
–	–	< 0,01	–	Трещинно- поровый	V – VI
0,02 – 1,6 (0,50 – 9,90)	< 0,01 – 34,5	0,05 – 175,15 < 10,0	1; вода; 16 – 32,0 4; вода; 158,0 8; вода; 168,0 – 500,0	То же	V – VI
0,03 – 1,44 (1,44 – 1,60)	< 0,01	6,8 – 407,0 < 50,0	2; вода; 5,0	”	IV – V
–	< 0,01 – 1,10	–	3; вода; 5,0	”	V – VI
–	0,01 – 0,40	–	1; вода; 65,0	”	V – VI
–	< 0,01 – 7,9	–	4; вода; 108,0	”	IV – V
0,18 – 0,35 (0,12 – 1,92)	< 0,01 – 141,2	111,0 – 293,0 < 200,0	–	”	IV – V

Площадь, кражина	Порода	Тип цемента его состав, количество (в %)	Постседиментационные преобразования	Пористость
				межзерновая
Новоалексеевская, 1, 2, 6	Песчаники мезомиктовые, разно-, среднезернистые олигомиктовые	Смешанный, полиминеральный, 5 – 30	Каолинизация, кальцитизация	–
Балашовская, 4, 5, 6	Песчаники олигомиктовые разно-, средне-, мелкозернистые	Контактово-поровый, гидрослюдястый и каолинитовый, 25	Каолинизация	8,73 – 18,90 13,50
Геническая, 2, 5, 10	Песчаники олигомиктовые и мезомиктовые разно-, средне-, мелкозернистые	Смешанный, полиминеральный, 5 – 30	Каолинизация, кальцитизация	1,80 – 21,90 17,5

Примечание. Для пористости и проницаемости: в числителе – пределы изменчивости открытых трещин, в скобках – закрытых.

Пористость, %	Проницаемость, $n \cdot 10^{-13} \text{ м}^2$		Результаты испытаний (скважина; флюид; дебит в $\text{м}^3/\text{сут}$)	Тип коллектора	Класс коллектора
	межзерновая	трещинная			
2,4 – 23,6	< 0,01 – 263,5	–	1; вода; 170,0 6; вода; 425,0	Поровый	III – V
–	< 0,01 – 192,8	–	4; вода; 5,8	”	III – V
–	< 0,01 – 987,3	–	2; вода; 60,0 5; вода; 1538 – 1680,0	”	III – V

нения параметров, в знаменателе – преобладающие значения; без скобок – пористость

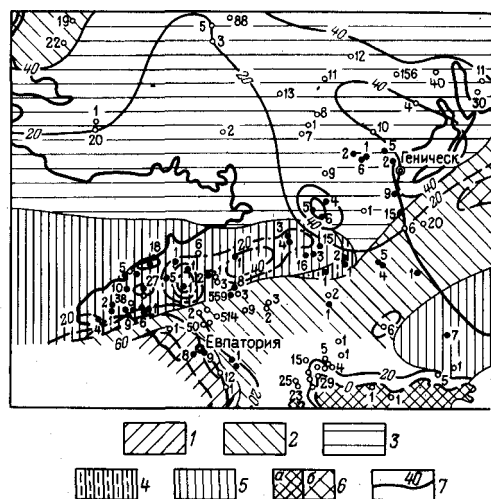


Рис. 29. Схематическая карта распространения пород-коллекторов альбского возраста Равнинного Крыма, Северного Причерноморья и прилегающих акваторий. Составили А. Т. Богаец, Г. В. Бойчук

Коллекторы порового типа: 1 – I – III классов, 2 – III – V классов, 3 – IV – V классов; коллекторы трещинно-порового типа: 4 – III – V классов, 5 – IV – VI классов, 6 – районы установленного (а) и предполагаемого (б) отсутствия альбских отложений; 7 – вероятные изолинии суммарного процентного содержания вулканокластических пород.

Остальные условные обозначения см. рис. 28

Лучшими коллекторскими свойствами характеризуются терригенные породы, развитые на Крыловской, Евпаторийской и Новифедоровской площадях, где установлены коллекторы порового типа I – III классов (рис. 29, табл. 4).

На Крыловской площади песчаники прослеживаются в основном в верхнем альбе; алевролиты приурочены преимущественно к нижнему альбу, в виде прослоев встречаются в среднем и верхнем альбе. По составу они кварцевые, полевошпатово-кварцевые, иногда с глауконитом и полимиктовые. Цемент глинистый, карбонатно-глинистый контактово-поровый, неполно-поровый, участками кальцитовый базального типа.

Плотность песчаников изменяется от 1,78 до 2,57 г/см³, открытая пористость – от 3,0 до 31,6 %. Преобладающее значение этих параметров составляет соответственно 2,04 г/см³ и 23,8 %. Межзерновая проницаемость достигает $2114,5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, обычно превышает $100 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Проницаемость алевролитов, встречаемых в нижнем альбе, невысокая (до $17,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$), несмотря на их достаточно высокую открытую пористость (4,2 – 14,9 %).

Литолого-физическая характеристика по

род-коллекторов альбских отложений

Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав, количество (в %)	Постседимента- ционные преоб- разования	Порис
				межзерновой
Меловая, 3, 4	Туфолавы, ту- фы и туффиты, туфопесча- ники, туфо- алевролиты, вулканомик- товые песча- ники	Смешанный, полиминераль- ный, 8 – 30	Альбитизация, цеолитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация	<u>0,02 – 6,40</u> 2,20
Родниковская, 1, 2	Алевролиты кварцевые, туфы и туф- фиты разно- обломочные	Смешанный, базальный, контактово- поровый, по- лиминераль- ный, карбонат- ный, глинисто- карбонатный, 15 – 40	Пиритизация, каолинизация, карбонатизация, альбитизация, пелитизация	<u>2,61 – 3,76</u> 2,96
Западно- Октябрьская, 9, 26 – 31, 35, 38	Туфы и туф- фиты разно- обломочные	Смешанный, поровый, сло- дисто-глинис- тый, 15 – 20	Хлоритизация, альбитизация, карбонатизация	<u>0,20 – 9,30</u> 2,60
Западно- Октябрьская, 38	Алевролиты, песчаники мелкозерни- стые	Поровый, ба- зальный, сло- дисто-глинис- тый, 30 – 40	Калцитизация, доломитизация	<u>0,40 – 7,50</u> 3,20
Октябрьская, 1 – 8, 10 – 12	Туффиты, ту- фопесчаники, туфоалевро- литы, алев- ролиты	Контактово-по- ровый, базаль- ный, глинис- то-карбонат- ный, полими- неральный, 20 – 40	Карбонатизация, доломитизация	<u>0,40 – 20,0</u> 6,50

гость, %	Проницаемость, $n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$		Результаты испытаний (скважина; флюид; де- бит в м ³ /сут)	Тип коллектора	Класс коллекто- ра
	трещинная	межзерновая	трещинная		
0,07 – 0,52 (1,03 – 4,00)	< 0,01	<u>4,42 – 170,5</u> 100,0	4; вода; 1,2	Трещинно- поровый	IV – VI
–	< 0,01	–	–	То же	IV – VI
0,06 – 0,08 (2,40 – 5,90)	< 0,01 – 1,0	<u>0,58 – 76,60</u> < 10,0	28; газ; 229000 30; газ; 43000 30; конден- сат; 19 31; конден- сат; 39 31; газ; 120000	”	IV – VI
0,20 – 11,17	< 0,01 – 0,5	–	38; вода; ~ 1,0	”	IV – VI
0,03 – 0,20 (0,40 – 8,18)	< 0,01 – 34,0	<u>1,85 – 438,8</u> < 10,0	4; вода; 1,5 5; вода; 1,5 37; газ; 90,0 37; вода; 4,0	”	IV – VI

Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав количество (в %)	Постседимента- ционные преоб- разования	Порис
				межзерновая
Задорнен- ская, 4, 5	Туфолавы, ту- фы, туффиты, песчаники раз- нозернистые, кварцевые и олигомикто- вые	Контактово-по- ровый, базаль- ный, соприкос- новения, крем- нисто-глинис- тый, хлорито- вый, калыцито- вый, кварцевый, 10 – 35	Альбитизация, цеолитизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатиза- ция	$\frac{1,2 - 97}{5,27}$
Бакальская, 9, 15, 18	Песчаники олигомикто- вые и вулкано- миктовые, мел- ко-, разнозерни- стые, алевро- литы	Базальный, по- рово-базаль- ный, карбонат- ный, кремнис- то-глинистый, 8 – 20	Альбитизация, карбонатиза- ция, перекрис- таллизация цемента	$\frac{2,24 - 7,64}{3,24}$
Межводненс- кая, 4	Песчаники, гравелиты вулканомик- товые, алевро- литы, туфы	Контактово-по- ровый, сопри- косновения, глинистый, кар- бонатный, кар- бонатно-глинис- тый	Карбонатиза- ция, каолини- зация, хло- ритизация, пи- ритизация, цео- литизация	$\frac{0,22 - 2,46}{2,02}$
Рылеевская, 1, 2	Туфы, туффи- ты разнозер- нистые, вулка- номиктовые песчаники, песчаники кварцевые, крупнозерни- стые и алевро- литы олигомик- товые	Контактово-по- ровый, поровый, базальный, гли- нистый, хлори- товый, 5 – 35	Карбонатиза- ция, альбитиза- ция, хлорити- зация, перек- ристаллизация цемента	$\frac{0,90 - 11,30}{5,75}$
Карлавская, 10	Вулканомик- товые песча- ники, песча- ники и алевро- литы, реже гравелиты	Базальный, по- рово-базальный, смешанный, по- лиминеральный, карбонатный, кремнисто-гли- нистый, 5 – 20	Карбонатиза- ция, хлорити- зация, окрем- нение	$\frac{1,09 - 1,78}{1,32}$

тость, %	Проницаемость, $n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$		Результаты испытаний (скважина; флюид; де- бит в $\text{м}^3/\text{сут}$)	Тип коллектора	Класс коллекто- ра
	межзерновая	трещинная			
$\frac{0,014 - 1,40}{(0,08 - 12,30)}$	$< 0,01 - 17,4$	$\frac{0,16 - 2373,0}{< 100,0}$		Трещинно- поровый	IV – VI
0,015 – 0,67	$< 0,01 - 0,30$	0,20 – 0,80	9; вода; 18,0	То же	IV – VI
0,02 – 0,70	$< 0,01$	0,40 – 3,20	–	”	IV – VI
–	$< 0,01 - 21,00$	–	1; вода; 1,0	”	IV – VI
0,05 – 0,12	$< 0,01$	$\frac{2,7 - 13,0}{< 10,0}$	–	”	IV – VI

Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав, количество (в %)	Постседимента- ционные преоб- разования	Порис
				межзерновая
Глебовская, 25, 26, 27	Туфы, вулканомиктовые песчаники, алевролиты	Контактово-поровый, порово-базальный, смешанный, базальный, полиминеральный, 10 – 40	Каолинизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, пелитизация	<u>0,98 – 8,40</u> 2,90
Красноярская, 1, 2	Туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, гравелиты, кварцевые и олигомиктовые песчаники и алевролиты	Контактово-поровый и порово-базальный, полиминеральный, глинистый, базальный, 10 – 35	Цеолитизация, каолинизация, карбонатизация, хлоритизация, пелитизация	<u>3,85 – 12,50</u> 7,34
Татьяновская, 1, 2, 3	Туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники разно-, среднезернистые	Контактово-поровый и порово-базальный, полиминеральный, глинистый, 10 – 40	Альбитизация, карбонатизация, пелитизация	<u>0,86 – 13,63</u> 7,35
Каштановская, 1	Туфы мелко-, средне- и крупнообломочные с прослоями туффитов	Контактово-поровый, кремнистый, хлоритовый, 3 – 15	Альбитизация, цеолитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, пелитизация	<u>1,4 – 9,0</u> 7,28
Каштановская, 1	Песчаники олигомиктовые мелко-, среднезернистые с вулканомиктовым гравелитом	Контактово-поровый, базальный, кремнисто-глинистый, карбонатный, до 50	Каолинизация, карбонатизация	–
Серебрянская, 1, 2, 4, 8	Туфы, туффиты средне- и крупнообломочные Алевролиты песчаные, олигомиктовые	– Глинисто-карбонатный, кальцитовый	Хлоритизация, альбитизация, цеолитизация –	– <u>0,92 – 9,63</u> 5,10

Порис	Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав, количество (в %)	Постседимента- ционные преоб- разования	Порис
межзерновая	Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав, количество (в %)	Постседимента- ционные преоб- разования	Порис
–	0,02 – 0,08	Туфы, вулканомиктовые песчаники, алевролиты	Контактово-поровый, порово-базальный, смешанный, базальный, полиминеральный, 10 – 40	Каолинизация, хлоритизация, карбонатизация, альбитизация, пелитизация	<u>0,98 – 8,40</u> 2,90
–	–	Туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, гравелиты, кварцевые и олигомиктовые песчаники и алевролиты	Контактово-поровый и порово-базальный, полиминеральный, глинистый, базальный, 10 – 35	Цеолитизация, каолинизация, карбонатизация, хлоритизация, пелитизация	<u>3,85 – 12,50</u> 7,34
–	–	Туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники разно-, среднезернистые	Контактово-поровый и порово-базальный, полиминеральный, глинистый, 10 – 40	Альбитизация, карбонатизация, пелитизация	<u>0,86 – 13,63</u> 7,35
–	0,24 – 1,10	Туфы мелко-, средне- и крупнообломочные с прослоями туффитов	Контактово-поровый, кремнистый, хлоритовый, 3 – 15	Альбитизация, цеолитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, пелитизация	<u>1,4 – 9,0</u> 7,28
–	0,16 – 0,34	Песчаники олигомиктовые мелко-, среднезернистые с вулканомиктовым гравелитом	Контактово-поровый, базальный, кремнисто-глинистый, карбонатный, до 50	Каолинизация, карбонатизация	–
–	0,04 – 0,20	Туфы, туффиты средне- и крупнообломочные Алевролиты песчаные, олигомиктовые	– Глинисто-карбонатный, кальцитовый	Хлоритизация, альбитизация, цеолитизация –	– <u>0,92 – 9,63</u> 5,10

Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав количество (в %)	Постседимента- ционные преоб- разования	Порис
				межзерновая
Северо-Сереб- рянская, 1, 3, 4, 5	Туфы и туф- фиты, алевро- литы псамми- товые и псе- фитовые	Поровый, хло- ритовый, крем- нистый, карбо- натно-глинис- тый, до 15	Хлоритизация окремнение, карбонатизация	$\frac{0,9 - 11,4}{4,0}$
	Туфопесчани- ки, туфоалев- ролиты, песча- ники вулкано- миктовые, кварцевые, олигомикто- вые, мезомик- товые, поли- миктовые	Смешанный, полимнераль- ный, 5 - 25	Сульфатизация, окварцевание, кальцитизация, конформация	
Березовская, 2, 4, 8, 9	Алевролиты песчаные, кварцевые, слюдисто- кварцевые	Смешанный, глинисто-кар- бонатный и карбонатный, 10 - 45	—	$\frac{4,5 - 9,9}{6,9}$
Крыловская, 1, 2	Алевролиты олигомикто- вые, кварце- вые полево- шпатово-квар- цевые, поли- миктовые	Контактово- поровый, ба- зальный, гли- нисто-слюдис- тый и карбо- натно-глинис- тый, 25 - 40	—	$\frac{3,0 - 31,6}{23,8}$
Орловская, 3, 4	Туфолавы, ла- вобрекчи, ту- фы и туффи- ты	Соприкоснове- ния, контакто- во-поровый, базальный, кремнисто-слю- дистый, карбо- натный, до 30	Альбитизация, хлоритизация, карбонатиза- ция, цеолитиза- ция	$\frac{0,5 - 13,0}{7,3}$
	Алевролиты олигомикто- вые и поли- миктовые	Смешанный, глинистый и кремнисто-гли- нистый, 20 - 22	—	
Джанкойская, 3, 4, 5, 15	Туфы и туф- фиты с прос- лоями туфолав	Смешанный, лепловый и по- лимнеральный	Карбонатиза- ция, хлоритиза- ция, альбитиза- ция, цеолитиза- ция, окремне- ние	$\frac{0,7 - 12,6}{3,9}$

гость, %	Проницаемость, $n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$		Результаты испытаний (скважина; флюид; де- бит в м ³ /сут)	Тип коллектора	Класс коллекто- ра
	межзерновая	трещинная			
	< 0,01 - 0,11		3; вода; 0,5 5; газ; 30000	Трещинно- поровый	IV - VI
0,03 - 0,11		$\frac{0,50 - 3,60}{< 1,0}$			
(0,10 - 1,0)	0,01 - 1,17	$\frac{0,80 - 192,3}{< 100,0}$	—	То же	IV - VI
(0,40 - 11,0)					
—	—	$\frac{0,01 - 2114,5}{< 100,0}$	25; вода; 32	Поровый	I - III
0,01 - 1,24 (0,34 - 5,27)	< 0,01	$\frac{0,58 - 173,5}{< 10,0}$	3; вода; 3,0	Трещинно- поровый	IV - VI
—	—	—			
0,13 - 0,96 (0,03 - 0,24)	< 0,01 - 17,4	$\frac{8,5 - 263,0}{< 100,0}$	5; вода; 20	То же	IV - VI

Площадь, скважина	Порода	Тип цемента, его состав количество (в %)	Постседимента- ционные преоб- разования	Порис
				межзерновая
Джанкойская, 3, 16	Алевролиты и песчаники кварцевые олигомикто- вые	Смешанный, полиминераль- ный	Карбонатизация, окварцевание, конформация, инкорпорация	11,08 – 26,5 25,5
Восточно- Джанкойская, 1, 2	Алевролиты, туфопесчани- ки и туффиты	Смешанный, полиминераль- ный, 15 – 20	Кальцитизация	11,6 – 28,0
Стрелковая, 9, 15	Песчаники и алевролиты	Смешанный, глинистый, глауконитовый, карбонатный, 7 – 20	Кальцитизация	8,37 – 15,97
Балашовская, 5, 6	Песчаники олигомикто- вые мелко-, среднезерни- стые	—	—	7,5 – 26,6 15,2
Геничская, 2, 5, 10	Алевролиты и песчаники мелкозерни- стые олигомик- товые	—	—	3,16 – 3,26
Шубинская, 7	Алевролиты кварцевые и олигомик- товые	Смешанный, полиминераль- ный, 20 – 30	Перекристалли- зация цемента	

Примечание. Для пористости и проницаемости: в числителе — пределы измене-
открытых трещин, в скобках — закрытых.

В альбских отложениях района Евпатории и Новофедоровки выявлены
песчаники и алевролиты, сходные с крыловскими. Коллекторские свойст-
ва их не изучались, но, судя по большим притокам воды в Евпаторийских
скважинах (до 1227 м³/сут), здесь можно предполагать присутствие
коллекторов I – III классов.

Территория распространения коллекторов порового типа III – V
классов в разрезе верхне- и среднеальбских отложений охватывает Елиза-

Пористость, %	Проницаемость, $n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$		Результаты испытаний (скважина; флюид; де- бит в м ³ /сут)	Тип коллектора	Класс коллекто- ра
	межзерновая	трещинная			
0,06 – 1,10 (0,12 – 1,25)	0,01 – 96,5	(1,72 – 213,8) <50	1; вода; 66,0	Трещинно- поровый	III – V
—	<0,01 – 44,9	—	—	То же	III – V
—	< 0,01	—	—	Поровый	IV – V
—	—	—	—	—	IV – V
—	< 0,01	—	—	—	IV – V
—	—	—	—	—	—

ния параметров, в знаменателе — преобладающие значения; без скобок — пористость

ветовскую, Сакскую, Красногвардейскую, Усть-Салгирскую и Стрелковую
площади. Развитые здесь песчаники и алевролиты хорошо отсортированы,
олигомиктовые и полимиктовые с глинистым и карбонатно-глинистым
цементом порового, неполно-порового, порово-базального и базального
типов. Плотность этих пород изменяется от 1,75 до 2,59 г/см³, межзерно-
вая открытая пористость — от 2,4 до 32,0 %, проницаемость — в пределах
(< 0,1 – 301,9) · 10⁻¹⁵ м². Лучшими коллекторскими свойствами обла-

дают межзернистые песчаники с глинистым цементом неполно-порового типа. Они дают значительные притоки вод, измеряющиеся десятками кубических метров. Худшими коллекторскими свойствами характеризуются песчаники и алевролиты нижнеальбского возраста, залегающие на больших глубинах и в связи с этим более измененные постседиментационными процессами.

Средне-верхнеальбские песчано-алевритовые породы Северного Причерноморья также обладают неплохими коллекторскими свойствами. На основании результатов исследования физических параметров этих пород [плотность — $1,70 - 2,23 \text{ г/см}^3$, межзерновая открытая пористость — $3,3 - 47,0 \%$, проницаемость — $(< 0,1 - 154,4) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$] здесь выделены коллекторы порового типа III — V классов.

На Вишняковской, Джанкойской и Восточно-Джанкойской площадях развиты коллекторы III — V классов трещинно-порового типа. Кроме кварцевых и олигомиктовых алевролитов с полиминеральным цементом прослеживаются в разрезе породы смешанного (алеврито-кремнисто-карбонатно-глинистого) состава и туфопесчаники. И те и другие значительно трещиноваты. Межзерновая открытая пористость изменяется от 11,08 до 26,05 %, а проницаемость — в пределах $(< 0,1 - 96,5) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Трещинная проницаемость достигает $263,8 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Коллекторы порового типа IV — V классов выявлены в восточных районах Равнинного Крыма и Северо-Восточном Присивашье. Приурочены они обычно к средне-верхнеальбской части разреза и представлены песчаниками и алевролитами кварцево-глауконитового и полевошпатово-кварцевого состава с глинистым, кремнисто-глинистым и кальцитовым цементом смешанного типа, количество которого изменяется от 7 до 30 % состава породы. Часто наблюдаются открытые поры.

Плотность песчаников колеблется в пределах $1,87 - 2,47 \text{ г/см}^3$. Межзерновая открытая пористость изменяется от 6,1 до 28,0 %, составляя чаще всего около 15 %. Проницаемость достигает $44,9 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, причем наиболее высокими значениями характеризуются кварцево-глауконитовые песчаники с небольшим количеством цемента, в которых наблюдаются открытые поры удлиненной, изометричной и неправильной формы размером до 0,14 мм. В прослоях песчаников и алевролитов с глинисто-кремнистым цементом базального типа проницаемость не превышает $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Коллекторы трещинно-порового и порово-трещинного типов IV — VI классов развиты в северо-западной части Равнинного Крыма, а также на Орловской и Джанкойской площадях. Представлены они здесь вулканокластическими породами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Песчаники мелко-, средне- и разнотернистые, прослоями переходящие в алевролиты, олигомиктовые, реже мезомиктовые и полимиктовые, иногда с примесью вулканогенного материала. Кластические зерна преимущественно хорошо отсортированы. Цемент глинистый, кремнисто-глинистый, глинисто-карбонатный, полиминеральный смешанного типа, иногда регенерационный кварцевый. Плотность песчаников составляет

$2,54 - 2,60 \text{ г/см}^3$, открытая пористость изменяется от 0,5 до 13,0 %, а проницаемость — в пределах $(< 0,01 - 1,9) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Туфы и туффиты мелко-, среднеобломочные, реже разно- и крупнообломочные. Цемент их глинистый, хлоритовый, кремнистый, кальцитовый, местами цеолитовый. Тип цементации контактово-поровый, участками базальный. Плотность этих пород составляет $2,51 - 2,57 \text{ г/см}^3$, открытая пористость не превышает 4 %, а проницаемость изменяется в пределах $(< 0,01 - 17,4) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Большинство исследованных образцов оказались практически непроницаемыми. Исключение составляют туфы и туффиты района с. Чапаево, где они залегают на значительно меньшей глубине и характеризуются повышенной пористостью (до 28 %) и проницаемостью (до $29,2 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$).

Как туфы, так и туффиты подвергались постседиментационным диагенетическим и эпигенетическим преобразованиям, которые по-разному влияли на их коллекторские свойства. Отрицательно сказались пелитизация пород с образованием монтмориллонита, а также альбитизация и эпидотизация, при которых обычно закрывались открытые поры. Цеолитизация цемента способствовала возникновению открытых пор, а окремнение, кальцитизация и перекристаллизация — образованию трещин и вторичных пор.

Фильтрационные свойства кластических и вулканокластических пород улучшены за счет открытых микротрещин. Последние распределены неравномерно как по разрезу, так и по площади. Обусловленная ими пористость во всех разновидностях пород не превышает 1 %. Трещинная проницаемость песчаников и алевролитов на Джанкойской площади изменяется от 0,5 до $263,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (преобладают значения до $100 \times 10^{-15} \text{ м}^2$, а туфов и туффитов на Задорненской площади — от 0,16 до $2373,3 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (чаще всего — до $100 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$)).

Коллекторские свойства нижнемеловых песчано-алевритовых пород Керченского полуострова изучены очень слабо. По имеющимся единичным данным их открытая пористость изменяется в пределах 5,35 — 12,74 %. Проницаемость $< 0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Так как они трещиноваты, их следует рассматривать в качестве коллекторов трещинно-порового типа.

В разрезе сеномана преобладают коллекторы порово-трещинного типа. Лучшие из них (III — V классы) развиты в пределах Тарханкутского полуострова (за исключением его северо-западной части), а также на Березовской и Восточно-Джанкойской площадях (рис. 30, а).

Они представлены обычно пелитоморфными глинистыми известняками и мергелями, содержащими примесь органогенного материала (1 — 15 %) в виде раковин фораминифер, призм иноцерамов, спикул губок и радиолярий. Изредка встречаются питонелловые, спонгиевые и органогенно-детритовые известняки.

Вторичные изменения этих пород находятся на стадии диагенеза и раннего эпигенеза и характеризуются образованием кремнистых стяжений, окремнением отдельных участков основной массы породы и фауны, а также кальцитизацией и перекристаллизацией кремнистых спикул губок.

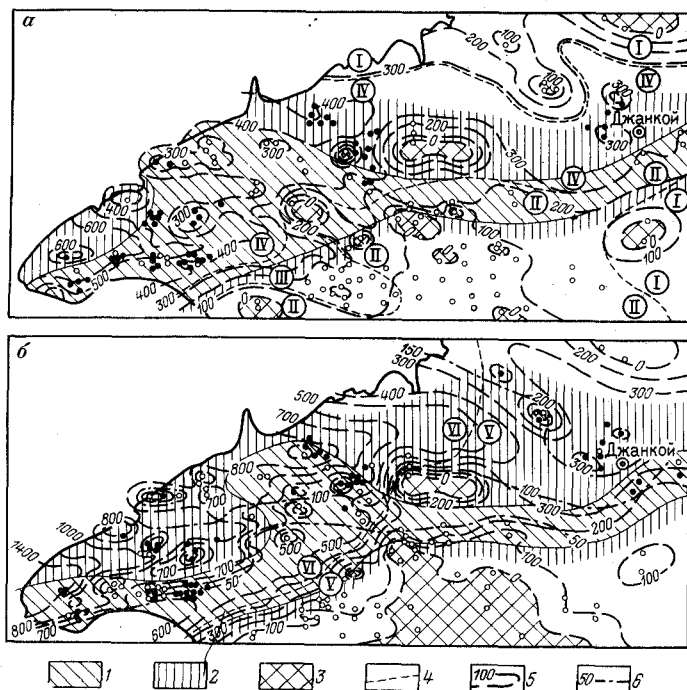


Рис. 30. Схематическая карта литофаций и распространения пород-коллекторов сеноманского (а) и туронского-сантонского (б) возраста северной части Равнинного Крыма. Составили А. Т. Богаец, Г. В. Бойчук, В. А. Вартанова, Л. Н. Столяр

Преобладающие классы коллекторов порово-трещинного и порово-каверно-трещинного типов: 1 – III – V, 2 – V – VI; 3 – районы отсутствия соответствующих отложений; 4 – вероятные границы литофаций; изопахиты (в м): 5 – соответствующих отложений, 6 – глинисто-карбонатной покрывки в низах кампанского яруса.

Литофации (цифры в кружках): I – песчаники, алевролиты, глины, мергели и глинистые известняки, II – мергели и глинистые мергели, прослоями песчано-алевритистые; III – мергели с прослоями глинистых известняков; IV – мергели и глинистые известняки; V – глинистые известняки и известняки с прослоями мергелей; VI – известняки и глинистые известняки.

Остальные условные обозначения см. рис. 28.

Эти процессы не получили широкого развития и их влияние на коллекторские свойства пород незначительное.

Плотность известняков и мергелей колеблется в пределах 2,0 – 2,67 г/см³, а пористость – от 0,3 до 18,9 (преобладают значения от 1,9 до 6,2 %). Проницаемость в монолитах составляет $< 0,01 \cdot 10^{-15}$ м². Улучшается она за счет открытых трещин. Наиболее трещиноватыми являются средняя и нижняя части разреза, что, видимо, обусловлено несколько повышенным содержанием нерастворимого остатка и частичным окремнением пород (табл. 5).

Среди трещин преобладают залеченные кальцитом и открытые. Реже встречаются трещины с глинистым, углито-глинистым и глинисто-битуминозным заполнителями. Сутуры и стилолиты редки и приурочены в основ

ном к верхам разреза. Наибольший интерес представляют открытые трещины. Они развиты вдоль плоскостей напластования пород, контактов неоднородных пятнистых текстур, по глинисто-битуминозным и кальцитовым трещинам, реже по сутуро-стилолитовым швам. Направление их горизонтальное, реже вертикальное и беспорядочное. Как правило, они короткие, прерывистые, иногда кулисообразные, прямолинейные и слабоизвилистые, с открытостью от 10 до 100 мкм.

Плотность открытых трещин изменяется от 0,01 до 4,68 см/см². Обусловленная ими пористость не превышает 1 %, а проницаемость достигает $636,0 \cdot 10^{-15}$ м².

На повышенные фильтрационные свойства этих пород указывают также промыслово-геофизические данные и промышленные притоки углеводородов, полученные на Октябрьской и Карлаевской площадях.

Коллекторы V – VI классов развиты на Оленевской, Черноморской, Северо-Серебрянской, Серебрянской и Джанкойской структурах. Представлены они пелитоморфными мергелями и глинистыми известняками, содержащими обычно небольшую примесь органогенного материала (фораминиферы, радиолярии). Вторичные процессы проявились слабо и выражены кальцитизацией, перекристаллизацией и окремнением. Они несколько снижают межзерновую пористость, но способствуют развитию трещин. Плотность известняков и мергелей изменяется от 2,42 до 2,67 г/см³, а открытая пористость – от 0,5 до 11,37 %. Межзерновая проницаемость не превышает $< 0,01 \cdot 10^{-15}$ м². Развитие во всех частях разреза тонких (10 – 20 мкм) извилистых открытых трещин, густота которых колеблется в пределах 0,18 – 2,77 см/см², незначительно улучшает фильтрационные (до $10 \cdot 10^{-15}$ м²) и емкостные (до 0,4 %) свойства пород.

Образования турон-сантонского возраста представляют собой коллекторы порово-каверново-стилолитово-трещинного типа.

Лучшие из них (III – V классы) развиты на юге Тарханкутского полуострова, а также на Северо-Серебрянской, Серебрянской, Каштановской, Березовской, Вишняковской и Восточно-Джанкойской структурах (рис. 30, б).

Эта группа коллекторов представляет собой однообразную по литологическим и первичным коллекторским свойствам толщу известняков и глинистых известняков (CaCO₃ – 76,6 – 99,5 %), относящихся преимущественно к пелитоморфным, сферовым, фораминиферово-сферовым, реже органогенно-полидетритовым и органогенно-шламовым разновидностям, с редкими прослоями мергелей.

Открытая пористость этих пород изменяется от 0,14 до 15,24 %, плотность от 2,27 до 2,77 г/см³. Наибольшей плотностью обладают они на Оленевской площади, что связано с большими глубинами их залегания. Все указанные разности в монолитах являются практически непроницаемыми. Их фильтрационные свойства улучшены благодаря трещиноватости и многочисленным сутуро-стилолитовым швам (табл. 6).

Характеристика карбонатных и глинисто-карбонатных

Площадь, скважина	Интервал глубин, м	Карбонатность, %	Плотность, г/см ³	Межзерновая пористость, %
Оленевская, 6	3402 – 3813	<u>33,9 – 56,0</u> 45,0	–	–
Меловая, 1, 3, 5, 6	1312 – 1932	<u>26,8 – 94,0</u> 66,2	<u>2,16 – 2,67</u> 2,62	<u>0,31 – 18,9</u> 2,90
Родниковская, 1, 3, 4, 5	1873 – 2871	<u>42,8 – 94,2</u> 68,2	<u>2,50 – 2,63</u> 2,61	<u>0,50 – 7,61</u> 2,80
Западно-Октябрьская, 9, 23, 35, 37, 38, 41	1781 – 2485	<u>47,4 – 96,0</u> 60,3	<u>2,46 – 2,56</u> 2,47	<u>1,10 – 7,30</u> 4,80
Октябрьская, 1, 2, 5, 6, 7, 8, 20, 22, 24, 25	1515 – 2865	<u>32,3 – 96,5</u> 52,9	<u>2,33 – 2,65</u> 2,59	<u>0,30 – 12,6</u> 3,70
Карлавская, 8, 10, 12, 13, 14, 15, 16	2112 – 3791	<u>26,3 – 85,5</u> 60,3	<u>2,00 – 4,90</u> 2,61	<u>0,76 – 6,04</u> 1,90
Глебовская, 25, 26, 27	2963 – 3406	<u>60,0 – 90,2</u> 64,0	–	–
Межводненская, 4, 5	3568 – 3900	<u>48,0 – 97,0</u> 69,0	–	–
Березовская, 1, 4	1672 – 2177	<u>61,9 – 97,0</u> 62,3	<u>2,41 – 2,58</u> 2,56	<u>1,80 – 9,60</u> 6,20
Северо-Серебрянская, 1, 2, 3, 4, 5, 6	2779 – 3726	<u>31,4 – 92,0</u> 62,9	<u>2,55 – 2,58</u> –	<u>1,84 – 5,65</u> 3,12
Серебрянская, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 9, 17	1754 – 3068	<u>35,0 – 94,0</u> 77,0	<u>2,42 – 2,54</u> 2,47	<u>4,29 – 11,37</u> 8,31

пород-коллекторов сеноманского возраста

Пределы изменения густоты сутур и стилолитов, см/см ²	Открытые трещины (пределы изменения)				Результаты испытаний (скважина, флюид, дебит в м ³ /сут)
	густоты, см/см ²	ширины, мм	пористости, %	проницаемости, $л \cdot 10^{-15} м^2$	
–	0,50 – 2,77	0,01 – 0,02	0,02 – 0,03	<u>0,4 – 4,8</u> < 3,0	–
–	0,18 – 1,25	0,02 – 0,04	0,03 – 0,40	<u>0,3 – 25,5</u> < 10,0	3; вода; 2500,0
0,98 – 8,00	0,01 – 1,55	0,01 – 0,04	0,01 – 0,25	<u>0,1 – 45,8</u> < 20,0	1; вода; 75,0 4; газ; 27900,0 4; вода; 98,0
–	0,08 – 0,78	0,01 – 0,03	0,01 – 0,14	<u>0,1 – 22,8</u> < 10,0	41; газ; 500,0
–	0,20 – 1,65	0,01 – 0,10	0,01 – 0,60	<u>0,3 – 636,0</u> < 10,0	24; нефть; 24,0
0,22 – 0,58	0,31 – 4,68	0,01 – 0,04	0,01 – 0,96	<u>0,3 – 262,8</u> < 20,0	8; вода; 10,0 8; газ; 5000,0
1,55 – 2,05	0,01 – 0,97	0,01 – 0,02	0,03 – 0,19	<u>0,1 – 28,7</u> < 10,0	25; вода; 3,1
2,51 – 5,60	0,90 – 2,24	0,01 – 0,03	0,01 – 0,08	<u>0,5 – 34,3</u> < 20,0	5; вода; 0,5
–	0,16 – 2,88	0,01 – 0,10	0,01 – 0,75	<u>0,4 – 376,0</u> < 50,0	–
–	–	–	–	–	6; нефть; 0,4
0,19 – 3,92	0,20 – 1,56	0,01 – 0,02	0,01 – 0,15	<u>0,2 – 5,8</u> < 5,5	–

Площадь, скважина	Интервал глубин, м	Карбонатность, %	Плотность, г/см ³	Межзерновая пористость, %
Бакальская, 10, 15, 17, 18	3300 – 3815	<u>41,6 – 68,8</u> 67,4	<u>2,56 – 2,62</u> 2,58	<u>0,67 – 10,01</u> 1,03
Рылеевская, 1, 2	3088 – 3482	<u>51,0 – 64,5</u> 59,2	<u>2,59 – 2,62</u> 2,60	<u>0,56 – 1,0</u>
Джанкойская, 3, 4, 15, 16	2550 – 2936	<u>28,0 – 91,0</u> 52,0	<u>2,48 – 2,67</u> 2,60	<u>0,50 – 9,00</u> 3,00
Восточно-Джанкойская, 1, 2	2631 – 3377	<u>38,0 – 78,4</u> 53,5	<u>2,40 – 2,57</u> 2,46	<u>1,51 – 9,45</u> 3,50

Примечания. 1. Тип коллектора порово-трещинный. Межзерновая пористость — наиболее часто встречающиеся значения.

Пределы изменения густоты сутур и стилолитов, см/см ²	Открытые трещины (пределы изменения)			проницаемости, л · 10 ⁻¹⁵ м ²	Результаты испытаний (скважина, флюид, дебит в м ³ /сут)
	густоты, см/см ²	ширины, мм	попистости, %		
—	—	—	—	—	10; вода; 8,64
—	—	—	—	—	—
	0,18 – 1,00	0,01 – 0,20	0,03 – 0,40	$\frac{0,29 - 10,0}{< 10,0}$	—
	0,08 – 0,62	0,01 – 0,08	0,05 – 0,32	$\frac{0,08 - 360,5}{< 10,0}$	

мощь пород < 0,01 · 10⁻¹⁵ м². 2. В числителе — пределы изменения параметров, в

мощность пород < 0,01 · 10⁻¹⁵ м². 2. В числителе — пределы изменения параметров, в

Характеристика карбонатных и глинисто-карбонат

Площадь, скважина	Интервал глубин, м	Карбонатность, %	Плотность, г/см ³	Межзерновая пористость, %
Оленевская, 3, 4, 6	1947 – 3402	<u>71,0 – 99,0</u> 98,0	<u>2,51 – 2,77</u> 2,55	<u>0,20 – 8,40</u> 4,3
Черноморская, 5	4065 – 4411	<u>92,2 – 95,8</u> —	—	0,82
Родниковская, 3, 4, 5	1205 – 2047	<u>77,0 – 98,0</u> 94,0	<u>2,34 – 2,55</u> 2,42	<u>2,34 – 14,57</u> 10,7
Меловая, 1, 2, 3, 4, 5, 6	550 – 2266	<u>69,5 – 87,9</u> 80,0	<u>2,41 – 2,61</u> 2,50	<u>2,54 – 13,32</u> 3,50

Таблица 6

ных пород-коллекторов туронского – сантонского возраста

Пористость по БКЗ, % (по данным Т. С. Изотовой)	Густота сутур и стилолитов, см/см ²	Открытые трещины (пределы изменения)		Результаты испытаний (скважина, флюид, дебит в м ³ /сут)	Класс коллектора
		пористости, %	проницаемости, л · 10 ⁻¹⁵ м ²		
—	0,20 – 4,00	0,01 – 0,12	<u>0,2 – 13,7</u> < 10,0	3; вода; до 29,4 3; газ; до 3000	II – V
—	1,09 – 2,35	0,13 – 0,17	0,12 – 2,7	5; газ; слабый приток	V – VI
10,0 – 17,0	1,17 – 3,57	0,01 – 0,15	<u>0,1 – 37,1</u> < 10,0	3; вода; до 72,0 4; вода; до 61,0	—
—	Много	—	—	6; поглощение раствора по всему разрезу	III – V

Площадь, скважина	Интервал глубин, м	Карбонат- ность, %	Плотность, г/см ³	Межзерновая пористость, %
Западно-Октябрьская, 9, 23, 31	1186 – 1498	80,2 – 98,2	2,43 – 2,49	7,50 – 9,70
		90,5	2,47	8,1
Октябрьская, 1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 20, 21, 22, 23, 24, 25	1153 – 1934	69,3 – 99,5	2,29 – 2,65	1,06 – 9,70
		85,6	2,52	5,8
Березовская, 1, 2	1333 – 1920	78,4 – 94,0	2,35 – 2,58	0,14 – 8,13
		88,0	2,42	7,38
Каштановская, 1	1917 – 2038	90,0 – 90,7	2,47 – 2,57	3,70 – 7,80
		90,0	2,52	5,8
Карлавская, 8, 10, 12 13, 14, 16	2368 – 3433	71,9 – 94,3	2,56 – 2,66	0,85 – 8,40
		80,0	2,59	1,50
Глебовская, 25, 26, 27	2408 – 3187	73,0 – 99,5	2,53 – 2,57	3,42 – 6,31
		94,0	2,55	4,7
Кировская, 2	2417 – 2990	62,0 – 99,4	–	–
		85,0	–	–
Красноярская, 1, 2	1347 – 1675	80,0 – 90,4	2,41	9,79
		85,0	–	–
Задорненская, 1	1861 – 2128	91,0 – 93,0	2,52 – 2,60	2,00 – 4,19
		92,0	2,53	4,0
Межводненская, 4	2967 – 3212	78,3 – 91,0	2,51 – 2,58	2,76 – 5,37
		85,0	2,56	3,6
Бакальская, 10, 15 17, 18	2758 – 3300	65,0 – 95,5	2,58 – 2,60	2,42 – 2,48
		90,0	2,59	2,4
Северо-Серебрянская, 1, 2, 3, 4, 5, 6	2000 – 3332	76,2 – 99,0	2,43 – 3,62	5,89 – 9,80
		95,0	2,53	9,0
Серебрянская, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 11, 14	1524 – 2643	87,0 – 99,0	2,27 – 2,58	3,94 – 15,24
		95,0	2,41	11,25

Пористость по БКЗ, % (по данным Т. С. Изотовой)	Тустота сутур и сти- лолитов, см/см ²	Открытые трещины (пре- делы изменения)		Результаты испытаний (скважина, флюид, де- бит в м ³ /сут)	Класс коллек- тора
		пористости, %	проницаемос- ти, $n \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$		
–	Много	0,02 – 0,55	0,3 – 15,2 < 10,0	23; по БКЗ водоносные пласты	III – V
–	”	0,05 – 0,37	0,26 – 782,0 < 10,0	24; вода; до 17,6	
–	0,20 – 3,04	0,18 – 0,50	3,1 – 255,5 < 50,0	–	
–	Есть	0,11 – 0,45	11,9 – 134,5 < 100,0	–	
–	0,20 – 4,30	–	–	8; вода; 214 13; газ; до 3000	V – VI
–	0,20 – 2,78	0,17 – 0,35	0,1 – 0,3	25; вода; 1,5	
–	0,57 – 7,50	0,12 – 0,42	2,0 – 3,5	–	
9,0 – 12,0	Много	–	–	1; вода; 4,0	III – V
–	Есть	0,02 – 0,05	0,16 – 5,76 < 5,0	–	
–	0,77 – 2,40	0,01 – 0,03	0,5 – 8,6	4; газ; 67000	V – VI
–	Много	–	–	10; вода; 5,6 17; вода; 1,2	
–	”	0,06 – 1,25	5,15 – 860,0 < 200,0	–	III – V
9,0 – 14,0	0,60 – 6,40	0,02 – 0,90	0,28 – 2,7 < 1,0	3; нефть; до 114,0 3; газ; 3700 14; вода; 14,7	

Площадь, скважина	Интервал глубин, м	Карбонат- ность, %	Плотность, г/см ³	Межзерновая пористость, %
Татьяновская, 1, 3	2344 – 2564	94,1 – 95,2	2,28 – 2,60 2,54	2,91 – 13,80 4,11
Рылеевская, 1, 2	2223 – 3122	68,40 – 87,3 82,1	2,55	4,44
Вишняковская, 1, 2	1728 – 2132	81,9 – 90,4 85,0	–	–
Восточно-Джанкойская, 1	2104 – 2246	78,4 – 91,7 85,0	2,36 – 2,48 2,45	6,00 – 10,90 8,6
Джанкойская, 1, 2, 3, 4, 5, 15, 16	2307 – 2662	43,6 – 91,0 75,0	2,32 – 2,63 2,57	1,20 – 7,50 6,0
Красноперекопская, 2	2730 – 2774	60,0 – 88,0 87,0	–	–
Стрелковая, 6, 9	1725 – 2156	73,2 – 88,6 82,0	2,30 – 2,34 2,33	11,70 – 13,90 11,2

Примечания. 1. Тип коллектора – каверно-стилолитово-трещинный: Межзерновая метра, в знаменателе – наиболее часто встречающиеся значения.

Открытые трещины широко развиты в южной части Тарханкутского полуострова, где наблюдается наибольшая дислоцированность пород, а также на Северо-Серебрянской и Восточно-Джанкойской площадях. Встречаются они в разных частях разреза, имеют горизонтальное, реже наклонное направление, прямолинейную и слабоизвилистую форму, развиваются по сутуро-стилолитовым швам, минеральным трещинам и плоскостям напластования пород. Для них характерны значительная открытость (7 – 60 мкм) и большая густота (до 3,83 см/см²). Трещинная пористость не превышает 1%, а проницаемость достигает $860 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Трещины, выполненные кальцитом, глинистым и глинисто-битуминозным веществом, наиболее широко распространены в пределах южной зоны складок Тарханкутского полуострова. Первые характеризуются прямолинейностью и объединены в строго параллельные системы, ориентированные субвертикально, вторые имеют дендритовидный облик и расположены хаотично. В этой зоне максимально развиты и сутуро-стилолитовые образования. Они приурочены обычно к сферовым и фо-

Пористость по БКЗ, % (по данным Т. С. Изотовой)	Густота сутур и сти- лолитов, см/см ²	Открытые трещины (пре- делы изменения)		Результаты испытаний (скважина, флюид, де- бит в м ³ /сут)	Класс коллекто- ра
		пористости, %	проницаемос- ти, 10^{-15} м^2		
–	Есть	–	–	–	V – VI
–	”	–	–	–	
–	”	0,11 – 0,22	3,62 – 28,6 < 20,0	–	III – V
–	”	0,04 – 0,59	0,26 – 406,2 < 50,0	–	
–	Много	0,01 – 0,96	0,26 – 12,3 < 10,0	1; вода; 2,0	
–	–	0,02 – 0,06	0,5 – 2,95	–	V – VI
–	Есть	0,02 – 0,78	1,43 – 219,0 < 150,0	6; вода; 1,16	III – V

проницаемость пород $< 0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. 2. В числителе – пределы изменения пара-

раминиферо-сферовым разностям известняков с содержанием CaCO_3 более 90%. В районах, расположенных восточнее указанной зоны, процесс стилолитизации выражен менее интенсивно, что связано с повышением глинистости карбонатных пород в этом направлении и увеличением роли пелитоморфных известняков. Часто по сутурам и стилолитам образуются пустоты выщелачивания (поры, каверны) и открытые трещины.

О широком развитии трещинно-каверновых зон в разрезе туронских-сантонских отложений свидетельствуют также данные кавернометрии, частые поглощения промывочной жидкости, наблюдавшиеся при проходке этих пород, и значительные притоки флюидов в отдельных скважинах (до 72 м³/сут воды на Родниковской структуре и 115 м³/сут нефти на Серебрянской площади).

Коллекторы порово-каверново-стилолитово-трещинного типа V – VI классов встречаются в центральной и северной полосах Тарханкутского полу-

острова и на Джанкойской структуре, характеризующихся гораздо меньшей дислоцированностью рассматриваемых пород по сравнению с южной зоной складок Тарханкутского полуострова. По литологии эти коллекторы мало отличаются от вышеописанных. Развитые здесь трещины обычно залечены кальцитом, реже открытые. Ширина последних изменяется от 7 до 20 мкм, пористость — от 0,01 до 0,96 %, а проницаемость — в пределах $(0,1 - 12,3) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Результаты испытания скважин подтверждают наличие коллекторов низких классов.

В разрезе кампанского яруса коллекторами являются преимущественно пелитоморфные, изредка органогенные и органогенно-детритовые известняки, характеризующиеся различным содержанием CaCO_3 (от 75 до 98 %).

Эти породы обладают низкой межзерновой пористостью (от 0,89 до 11,8 %) и проницаемостью ($< 0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$). Приуроченные к ним трещины и сутуро-стилолитовые образования лучше выражены и имеют максимальное распространение в пределах Тарханкутского полуострова (Родниковская, Межводненская и некоторые другие структуры), где известняки представлены более чистыми разностями. В восточнее расположенных районах стилогиты выколачиваются и переходят в парастилолиты (Серебрянская, Джанкойская площади). По сутуро-стилолитовым образованиям часто развиты открытые трещины, встречающиеся обычно в верхней и нижней частях разреза, что, видимо, обусловлено окремнением пород. Они имеют преимущественно горизонтальное направление и прямолинейную либо слабоизвилистую, прерывистую форму, открытость их изменяется от 10 до 15 мкм, густота — от 0,39 до 3,4 см/см². Трещинная пористость колеблется в пределах 0,03 — 0,50 %, а проницаемость — $(0,5 - 50,0) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Наличие пластов-коллекторов в разрезе кампана подтверждается данными кавернометрии и притоками воды, полученными на Межводненской, Глебовской, Стрелковой и других площадях.

Исходя из значений трещинной проницаемости с учетом промыслово-геофизических данных, описанные породы можно отнести к коллекторам порово-каверно-стилолитово-трещинного типа IV — VI классов.

Коллекторы маастрихтского возраста изучены только по району Джанкой. Они представлены пелитоморфными известняками и мергелями, открытая пористость которых изменяется от 2,37 до 19,6 %, а проницаемость составляет $< 0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

В этих породах встречаются немногочисленные сутуро-стилолитовые образования и трещины, заполненные кальцитом, глинистым веществом или открытые. Последние развиты преимущественно по наслоению, реже по сутурам и стилогитам. Обусловленная ими проницаемость $(0,7 - 60,5) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ позволяет говорить о наличии здесь коллекторов IV — VI классов.

На Керченском полуострове в толще верхнемеловых отложений коллекторами являются также карбонатные и глинисто-карбонатные породы; изредка встречаются прослои алевролитов и песчаников. По промыслово-геофизическим данным среди известняков и мергелей выделены порово-трещинные и порово-каверно-трещинные коллекторы. Их открытая порис-

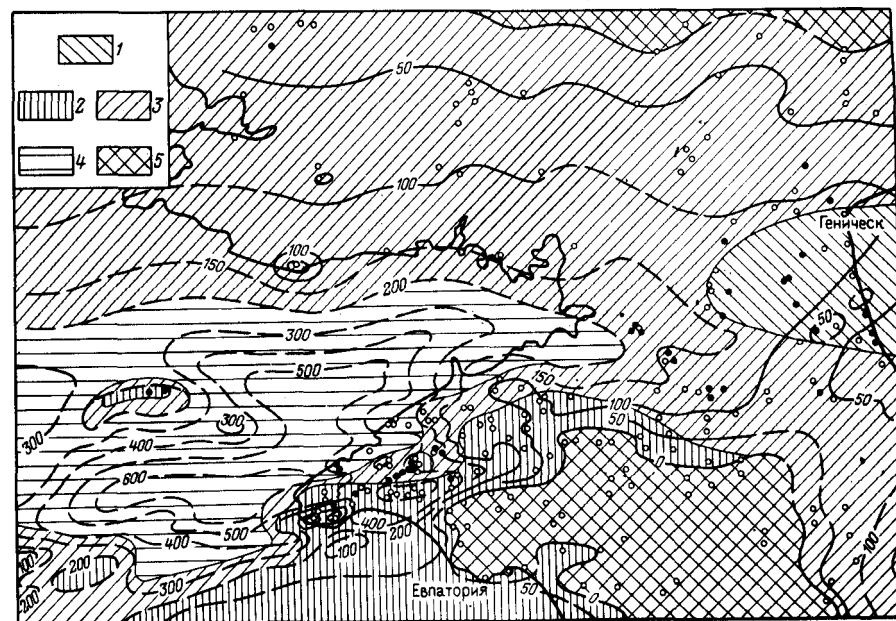


Рис. 31. Схематическая карта распространения пород-коллекторов палеоценового возраста. Составили А. Т. Богаец, Г. В. Бойчук

1 — коллекторы порового и трещинно-порового типов II — IV классов; коллекторы трещинно-порового типа: 2 — III — V классов; 3 — IV — VI классов; 4 — V — VI классов; 5 — районы отсутствия дат-качинских отложений.

Остальные условные обозначения см. рис. 28

тость по керну изменяется от 0,33 до 10 % (в единичных образцах до 17 %), а проницаемость не превышает $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Однако наличие трещин и каверн в указанных породах улучшает их емкостные и фильтрационные свойства. Об этом свидетельствуют притоки углеводородов, полученные на Мошкаревско-Куйбышевской площади, а также поглощения промывочной жидкости и интенсивные нефтегазопрооявления, наблюдавшиеся на ряде других структур.

Среди палеоценовых (датских — качинских) отложений, представленных преимущественно карбонатными и глинисто-карбонатными, реже песчано-алевритовыми породами, выявлены коллекторы порового и трещинно-порового типов от II до VI классов (рис. 31, табл. 7).

Лучшие из них, относящиеся ко II — IV классам, развиты в северо-восточной части Равнинного Крыма, где наряду с карбонатными широко развиты и терригенные образования.

Особого внимания как коллекторы заслуживают песчаники и алевролиты. По составу они олигомиктовые, нередко с глауконитом. Цемент глинистый, слюдисто-глинистый контактово-порового, неполно-порового и порового, иногда базального типов. Эти породы обладают высокими емкостными и фильтрационными свойствами. Плотность их колеблется от 1,68 до 2,48 г/см³, пористость составляет 5,6 — 35,8 %. Проницаемость

Характеристика пород-коллекторов датских – качинских отложений

Площадь, скважина	Порода	Пределы изменения карбонатности, %	Плотность, г/см ³	Пористость межзерновая, %	Проницаемость, μ x 10^{-15} м ²		Результаты испытаний (скважина; флюид; дебит в м ³ /сут)	Тип коллектора	Класс коллектора
					межзерновая	трещинная			
Голицынская, 1, 4	Известняки, мергели	61,0–67,0	<u>2,08–2,43</u> 2,45	<u>5,56–37,15</u> 16,5	< 0,01 – 438,0	–	1; вода; газ; 14,3	Трещинно-поровый	III – V
Оленевская, 4, 229, 234	Известняки, мергели	45,9–88,3	<u>2,04–2,50</u> 2,15	<u>2,71–32,7</u> 26,6	< 0,01	<u>0,5–80,0</u> 5,0	1; газ; выброс 2; газ 36000	То же	
Меловая, 2	Мергели	30,4–68,4	<u>1,74–2,15</u> 2,13	19,4–42,0	–	31,0 (среднее)	5; вода; –	”	
Карлавская, 1 – 7, 255	Известняки, мергели	32,6–98,0	<u>2,06–2,62</u> 2,43	<u>1,0–20,5</u> 10,3	< 0,1	<u>0,3–95,0</u> 5,0	1; газ; залежь 2; газ; 30000 5; вода; –	”	IV – VI
Глебовская, 2 – 11	То же	35,8–98,1	<u>1,79–2,64</u> 2,27	<u>1,94–32,1</u> 20,6	< 0,1 – 4,6	<u>3,42–2137</u> 10–100	1; газ; 208000 3; газ; 4570 7; газ; 1175000		III – V
Задорненская, 1, 2, 301, 302	”	85,0–95,0	–	19,5	0,1 – 128,0	–	2; газ; 52000		

Донузлавская, 601	Известняки, мергели	28,4–98,8	<u>1,27–2,42</u> 1,70	<u>11,2–47,8</u> 39,0	< 0,1 – 9,42	–	–	Трещинно-поровый	III – V
Кировская, 1, 3	То же	60,5–98,0	<u>2,05–2,39</u> 2,33	<u>10,6–23,7</u> 18,0	< 0,1 – 1,5	–	1; газ; 2860	То же	IV – VI
Краснополянская, 1 – 7	”	25,0–97,0	<u>2,05–2,43</u> 2,26	<u>6,5–25,0</u> 19,5	< 0,1 – 3,9	–	5; газ; 1600	”	
Черноморская, 1 – 4	”	42,5–87,7	<u>2,50–2,58</u> 2,55	<u>0,5–6,9</u> 5,4	< 0,1	–	2; газ; 11600	”	V – VI
Бакальская, 1, 5, 17	”	25,0–85,5	<u>2,43–2,64</u> –	<u>6,0–12,8</u> –	< 0,1	–	5; газ; 24	”	
Елизаветовская, 504, 507	Известняки	–	–	<u>8,37–39,0</u> –	< 0,1 – 0,6	–	–	”	III – V
	Песчаники	–	–	<u>16,0–35,9</u> –	< 0,1	–	–		
Красноперекоская, 1, 2, 3, 8	Известняки, мергели	35,6–91,6	<u>2,16–2,63</u> 2,52	<u>2,27–19,9</u> 7,8	< 0,1 – 82,5	–	1; вода; 10,5		
Орловская, 1 – 3	Песчаники	–	<u>2,25–2,33</u> –	<u>14,6–17,3</u> –	< 0,1	1,5 – 78,0	2; вода; 1,0		
	Алевриты, мергели	38,0–64,9	<u>1,98–2,56</u> –	<u>4,0–25,8</u> –	< 0,1 – 6,0		4; вода; 0,7		
Джанкойская, 3 5, 8, 600	Песчаники, алевриты	–	<u>2,11–2,34</u> –	<u>12,3–20,3</u> –	< 0,1	–	6; вода; 46,0		IV – VI

Площадь, скважина	Порода	Пределы изменения карбонат- ности, %	Плотность, г/см ³	Пористость межзерновая, %	Проницаемость, $n \times 10^{-15} \text{ м}^2$		Результаты испы- таний (скважина; флюид; дебит в м ³ /сут)	Тип коллек- тора	Класс коллек- тора
					межзер- новая	трещинная			
Джанкойская, 3, 5, 8, 600	Известняки, мергели	80,0 – 98,4	<u>2,27 – 2,61</u> –	<u>3,8 – 14,5</u> –	< 0,1	–	8; вода; 15,0	Тре- щинно- поро- вый	IV – VI
Балашовская, 4, 6	Известняки, мергели	32,7 – 89,8	<u>2,35 – 2,53</u> 2,50	<u>6,2 – 15,1</u> 7,6	< 0,1–0,17	–	4; вода; 9,4		
Геническая, 5, 10	Песчаники, алевролиты, известняки	66,8 – 95,0	<u>2,10 – 2,18</u> –	<u>18,7 – 20,4</u> –	< 0,1 – 10,0	–	–		
	Мергели	–	<u>2,22 – 2,58</u> 2,34	<u>3,0 – 18,1</u> 8,3	< 0,1	–	–		
Новомаячкинс- кая, 71, 77, 79	Песчаники, известняки	–	–	<u>8,3 – 19,3</u> –	2,1	–	–		
	Мергели	–	–	<u>5,48 – 19,3</u> –	< 0,01 – 1,04	–	–		
Стрелковая, 1, 2, 6 – 9	Песчаник, алевролиты	0,4 – 27,4	<u>1,70 – 2,24</u> 1,86	<u>9,63 – 32,7</u> 32,5	0,29 – 623,5	–	6; вода; 1930 8; вода; 493 9; вода; 727	Поро- вый и тре- щинно- поро- вый	II – IV
	Известняки, мергели	32,5 – 81,1	<u>2,28 – 2,43</u> 2,32	<u>9,6 – 15,7</u> –	< 0,1 – 0,05	–	–		
Северо-Сивашс- кая, 23, 24	Песчаники, алевролиты	0 – 23,1	<u>1,76 – 2,48</u> 2,05	<u>5,6 – 32,6</u> 26,1	–	–	–		

Чонгарская, 3	Песчаники, алевролиты	0 – 0,8	<u>1,68 – 2,16</u> 1,84	<u>20,1 – 35,8</u> 33,2	10,2 – 962,0	–	3; вода; 872,7	Прро- вый и трещин- но-по- ровый	II – IV
Медведовская, 1	Песчаники, известняки, мергели	74,3 – 88,5	<u>2,39 – 2,45</u> 2,40	<u>30,4 – 11,0</u> 9,9	< 0,1 0,08 – 0,09	– –	1; вода; 4000		

Примечание. В числителе – пределы изменения параметров, в знаменателе – наиболее часто встречаемые значения.

изменяется в пределах $(0,1 - 985,0) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, причем явно преобладают хорошо проницаемые разности.

О наличии здесь коллекторов высокого класса свидетельствуют также большие дебиты вод в скважинах, измеряющиеся обычно сотнями кубических метров в сутки, а иногда достигающие $1930 \text{ м}^3/\text{сут}$ (скв. 6 на Стрелковой площади).

Порово-трещинные коллекторы III – V классов развиты в пределах южной, местами средней частей Тарханкутского полуострова и на поднятии Голицына. Предполагаются они также в полосе, прилегающей с севера к Новоселовскому поднятию, так как дат-палеоценовые отложения залегают здесь на небольших глубинах и сложены слабоуплотненными органично-детритовыми известняками, местами с прослоями песчано-алевритовых пород.

Лучше всего изучены эти коллекторы в пределах Тарханкутского полуострова на Глебовской, Оленевской и некоторых других площадях, где представлены известняками и мергелями. Их плотность изменяется от $1,27$ до $2,64 \text{ г/см}^3$, открытая пористость составляет $1,94 - 47,8 \%$ с преобладающими значениями $20,6 \%$ на Глебовской $26,6 \%$ Оленевской и $39,0 \%$ на Донузловской площадях. Однако, несмотря на высокую пористость, известняки и мергели обладают в монолитах низкой проницаемостью (до $0,5 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$).

Фильтрационные свойства пород существенно улучшаются за счет развития в них открытых трещин. Обычно они субгоризонтальные и наклонные. Раскрытость их достигает 25 мкм , густота колеблется от $0,39$ до $5,5 \text{ см/см}^2$. Трещинная проницаемость изменяется в пределах $(0,5 - 2137) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, причем самыми высокими значениями характеризуются эти породы на Глебовской структуре.

На поднятии Голицына нижнепалеоценовые отложения по своим литологическим особенностям близки к одновозрастным образованиям Глебовской структуры. Плотность известняков и мергелей изменяется от $2,02$ до $2,48 \text{ г/см}^3$. Открытая пористость составляет $5,73 - 24,58 \%$ с преобладающими значениями $15 - 16 \%$. Проницаемость достигает $40,1 \times 10^{-15} \text{ м}^2$. Трещинные параметры не изучались. Следует отметить, что по результатам промысловых исследований в скв. 1 проницаемость этих пород не превышает $0,15 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

В центральной полосе Тарханкутского полуострова (Карлавская, Краснополянская и Кировская структуры) дат-палеоценовые известняки и мергели представляют собой порово-трещинные коллекторы IV – VI классов. Их открытая пористость изменяется от $1,0$ до $25,0 \%$ с преобладанием значений $10 - 18 \%$. Фильтрационные свойства обусловлены наличием трещин, неравномерно распределенных как по разрезу, так и по площади. Направление открытых трещин обычно субгоризонтальное, реже хаотическое. Трещинная проницаемость достигает $95 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Те же классы (IV – VI) порово-трещинных коллекторов можно выделить в районах городов Джанкой, Красноперекоск, Геническ и на Балашовской площади. Представлены эти коллекторы органично-детритовыми и микрозернистыми глинистыми известняками, реже мергелями, песчаниками и алевролитами.

Песчаники преимущественно кварцевые с глауконитом, мелкозернистые, реже средне- и разномзернистые, алевритистые, переходящие местами в алевролиты. Цемент глинисто-карбонатный контактово-порового типа. Их плотность составляет обычно $2,1 - 2,2 \text{ г/см}^3$, а открытая пористость – $12,3 - 20,0 \%$. Проницаемость изменяется в незначительных пределах – $(0,3 - 1,5) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Известняки и мергели обладают низкой межзерновой проницаемостью, не превышающей $0,05 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Фильтрационные свойства улучшены за счет наличия в них открытых трещин. Трещинная проницаемость достигает $78 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (Орловская площадь).

В Северном Причерноморье дат-палеоценовые коллекторы трещинно-порового типа IV – VI классов представлены песчанистыми, нередко трещиноватыми частично перекристаллизованными известняками и слабо сцементированными песчаниками. По немногочисленным данным открытая пористость песчаных известняков достигает $19 - 24 \%$, проницаемость не превышает $1,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. В результате испытания скважин на Большеклиновской площади получены притоки воды дебитом до $244,3 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Трещинно-поровые коллекторы V – VI классов распространены в северной части Тарханкутского полуострова (на Бакальской и Черноморской площадях), где в разрезе дата – палеоцена развиты более глинистые разности известняков и мергелей, чем на других структурах Тарханкутского полуострова. Их открытая пористость изменяется от $0,5$ до $12,8 \%$. Проницаемость по всем исследованным 40 образцам оказалась меньше $0,01 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Несколько улучшается она благодаря наличию открытых трещин, встречающихся как в известняках, так и в мергелях.

В толще эоценовых отложений коллекторами являются терригенные, карбонатные и глинисто-карбонатные породы нижнего, среднего и отдельных частей верхнего отдела.

Терригенные образования нижнеэоценового возраста развиты в восточной части Равнинного Крыма и в Северо-Восточном Присивашье. Они обладают неплохими емкостными и фильтрационными свойствами. Так, из скв. 5 Геническая подняты алевролиты, пористость которых составляет $19,0 \%$, а проницаемость достигает $10 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Плотность песчаников и алевролитов Индольской площади колеблется в пределах от $1,85$ до $1,98 \text{ г/см}^3$, а открытая пористость – от 25 до 31% .

Коллекторы среднего и верхнего эоцена представлены почти повсеместно мергелями и известняками, а в восточных районах Равнинного Крыма, в Присивашье и Северном Причерноморье – алевролитами и песчаниками.

Пористость известняково-мергельных образований восточных районов Крыма изменяется от $8,4$ до $31,0 \%$, плотность – от $1,69$ до $2,39 \text{ г/см}^3$, проницаемость не превышает $0,1 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Песчаники и алевролиты глауконито-кварцевые с глинистым и карбонатно-глинистым цементом. Открытая пористость в Северо-Восточном Присивашье (Чонгарская; Стрелковая, Славянская и другие площади) колеблется в пределах от $9,22$ до $31,1 \%$, а проницаемость – $(< 0,001 - 1838,1) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. При испытании скважин из этих пород получены большие притоки воды (до $873 \text{ м}^3/\text{сут}$ в скв. 3 Чонгарская)

Алевролиты, развитые в юго-восточных районах Равнинного Крыма, характеризуются также высокой пористостью — от 21,6 до 33,8 %. Средняя проницаемость их составляет около $17,0 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Неплохими коллекторскими свойствами обладают песчаные глины Стрелковой и Славянской площадей, проницаемость которых достигает $38,4 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

В Северном Причерноморье (Херсонская и Новомаячгинская площади) породы-коллекторы среднего и верхнего эоцена представлены кварцевыми и глауконито-кварцевыми песками, песчаниками, реже алевролитами, слабо сцементированными карбонатно-глинистым цементом. Открытая пористость их составляет 30,0 — 37,9 %, проницаемость — $(66,0 - 139,0) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Приведенные данные позволяют рассматривать средне-верхнеэоценовые породы восточной части Равнинного Крыма, Присивашья и Северного Причерноморья как коллекторы порового типа II — IV, реже I классов.

Эоценовые известняки и мергели Тарханкутского полуострова несмотря на высокую открытую пористость (12,7 — 45,1 %) характеризуются низкой межзерновой проницаемостью. Их фильтрационные свойства улучшаются за счет открытых трещин, распределенных очень неравномерно по разрезу. Они обычно субгоризонтальные (угол наклона до 7°) с раскрытостью от 0,05 до 0,12 мм. Трещинная проницаемость составляет $(1,9 \cdot 106,2) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ с преобладанием значений $(10 - 20) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (Карлавская и Глебовская площади). Таким образом, эти известняки и мергели можно отнести к коллекторам трещинно-порового типа III — IV классов.

В толще преимущественно мергельно-глинистых образований эоцена Керченского полуострова в качестве коллекторов можно рассматривать мергели, а также песчано-алевритовые породы, играющие подчиненную роль в разрезе. Мергели обладают невысокой открытой пористостью (4,37 — 17,56 %) и низкой межзерновой проницаемостью, не превышающей $0,3 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Их фильтрационные свойства, вероятно, улучшаются за счет наличия открытых трещин. Однако параметры последних не изучались. На Селезневской структуре из эоценовых отложений получен приток газа дебитом около 4 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$.

Породы-коллекторы олигоценового — нижнемiocенового (майкопского) возраста представлены алевролитами и мелкозернистыми рыхлыми песчаниками и песками. Большую роль в разрезе майкопской серии они играют в восточной части Крыма, в Северном и Западном Причерноморье и прилегающих районах акваторий Черного и Азовского морей.

В Северо-Восточном Крыму и Присивашье эти породы характеризуются средними и высокими открытой пористостью — 11,7 — 39,0 % и проницаемостью — $(8,2 - 3304,0) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$, в связи с чем могут быть отнесены к поровым коллекторам преимущественно II — IV, иногда I и V классов.

В качестве коллекторов здесь можно рассматривать также алевритовые глины средне- и верхнемайкопского возраста, содержание кластического

материала в которых достигает 47 %. Их плотность варьирует в интервале от 1,70 до 2,77 $\text{г}/\text{см}^3$, открытая пористость от 4,0 до 35,5 %, а межзерновая проницаемость составляет $(1,4 - 173,0) \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ (Славянская, Стрелковая, Джанкойская и Индольская площади).

В северной части Тарханкутского полуострова в верхах майкопского разреза прослеживаются две пачки песчано-алевритовых пород, при опробовании которых на Межводненской структуре были получены промышленные притоки газа.

В пределах северо-западного шельфа Черного моря, на поднятии Голицына в толще майкопских отложений выявлены поровые коллекторы преимущественно III — V классов, представленные алевролитами и алевритовыми глинами. Их плотность составляет 1,66 — 1,96 $\text{г}/\text{см}^3$, открытая пористость изменяется от 29,45 до 36,86 %, а проницаемость — от долей до $238,8 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ с преобладанием значений около $40 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$.

Хорошими коллекторскими свойствами, судя по промыслово-геофизическим данным, характеризуются рыхлые песчано-алевритовые породы Северного и Западного Причерноморья. Однако их физические параметры по керну практически не изучались.

В пределах Керченского полуострова майкопские пески, песчаники и алевролиты обладают довольно высокими емкостными и фильтрационными свойствами, о чем свидетельствуют промышленные притоки нефти и газа на Владиславовской, Мошкаревской, Фонтановской и Южно-Сивашской структурах, а также результаты лабораторных анализов керна. Их средняя открытая пористость по разным площадям составляет 13,0 — 28,0 %, а проницаемость достигает $630 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Судя по этим данным, здесь развиты коллекторы порового типа преимущественно III — V классов.

Вышеизложенное дает основание сделать следующие выводы по югу междуречья Прут — Днестр.

1. В толще палеозойских пород преобладают коллекторы карбонатного состава порово-трещинного и порово-каверно-трещинного типов. В мезозойской части разреза главную роль играют терригенные коллекторы преимущественно порового типа.

2. Лучшими коллекторскими свойствами характеризуются кимериджитонские алеврито-песчаные образования, обладающие обычно средними и высокими емкостью и проницаемостью. В толщах келловей-оксфордских, среднеюрских и верхнетриасовых отложений преобладают коллекторы малыми и средними емкостями и проницаемостью. Нижнекаменноугольные — среднедевонские известняки и доломиты представляют собой коллекторы низкой емкости и разной проницаемости. Ниже по разрезу коллекторские свойства пород еще более ухудшаются.

На основании полученных данных по Крыму, Причерноморью и прилегающим районам акваторий мы пришли к следующим заключениям.

1. В толще нижнемеловых отложений коллекторами являются алеврито-песчаные и вулканокластические образования.

2. Лучшими коллекторскими свойствами они обладают в районах неглубокого их залегания (юго-западная и центральная части Равнинного

Крыма и Северное Причерноморье). Здесь развиты коллекторы порового типа I — IV, реже V классов. По мере увеличения глубины залегания нижнемеловых отложений коллекторские свойства терригенных и вулканокластических пород ухудшаются. При этом поровый коллектор меняется на трещинно-поровый. На глубинах, превышающих 2,5 — 3,0 км, доминируют коллекторы трещинно-порового типа IV — VI классов.

3. Исходя из характера изменения литофаций и коллекторских свойств нижнемеловых отложений в Крыму и Причерноморье, в прилегающих районах акваторий к западу и северу от Тарханкутского полуострова прогнозируется развитие коллекторов трещинно-порового типа IV — VI классов, а к югу от него — коллекторов порового и трещинно-порового типов I — IV, реже V классов.

4. Карбонатные породы верхнемелового возраста в монолитах практически непроницаемы. Их фильтрационные свойства обусловлены вторичной пустотностью (вторичные поры, каверны, иногда карстовые полости), трещиноватостью и сутуро-стилолитовыми образованиями.

5. В разрезе верхнего мела можно выделить коллекторы каверно-порово-стилолитово-трещинного, порово-трещинного и трещинно-порового типов от III до VI классов. Лучшие из них приурочены к самой южной зоне Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, характеризующейся наиболее сильным проявлением тектонических движений на альпийском этапе развития области. На остальной территории развиты коллекторы V — VI классов.

6. Среди палеоценовых и эоценовых отложений установлены терригенные и карбонатные коллекторы порового и трещинно-порового типов от I до VI классов. Лучшие из них развиты в Северо-Восточном Присивашье (поровый тип, I — IV классы), в прилегающих районах Равнинного Крыма и Северном Причерноморье (поровый и трещинно-поровый типы обычно III — V классов).

8. Порода-коллекторы майкопских отложений представлены терригенными образованиями. Наиболее широко они распространены в восточной части Крыма, Северо-Восточном Присивашье, Северном и Западном Причерноморье и прилегающих акваториях. Здесь развиты коллекторы порового типа II — IV, реже I и V классов. На остальной части рассматриваемой области установлены или предполагаются коллекторы порового типа преимущественно III — VI, местами II классов.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ЭКРАНИРУЮЩИХ ТОЛЩ ЮГА МЕЖДУРЕЧЬЯ ПРУТ — ДНЕСТР

Нижнедевонские терригенно-глинистые образования, развитые почти на всей этой территории, в целом можно рассматривать в качестве экранирующей толщи, так как песчаники и алевролиты имеют здесь явно подчиненное значение. Существенную роль они играют в самой верхней части разреза (еникойская свита). Ниже эти породы, а также глинистые известняки и мергели встречаются обычно в виде тонких прослоев и прослоек. Таким образом, большая часть толщи сложена преимущественно

глинистыми образованиями. Последние изменены до аргиллитов, в разной степени известковистые и песчано-алевритистые. Их состав гидрослюдистый, реже хлорит-гидрослюдистый. Кластический материал (от 3 — 5 до 45 %) распределен в них равномерно, либо в виде присыпок по наслоению. Среди текстур преобладают массивные, реже встречаются ориентированные, слоистые и полосчатые. Структуры — пелитовая и алевропелитовая.

Плотность аргиллитов изменяется от 2,50 до 2,57 г/см³, а общая пористость — от 8,5 до 10 % (9 обр.). При этом наиболее плотными являются те разновидности пород, которые характеризуются повышенной карбонатностью.

Встречающиеся в аргиллитах редкие открытые трещинки, как правило, очень тонкие, прерывистые, кулисообразные, ориентированы по наслоению. Они обуславливают анизотропную проницаемость этих пород и незначительно ухудшают их экранирующие свойства.

Мощность рассмотренной покрывки, как правило, очень большая. На территории Предбруджского прогиба она составляет обычно 500 — 900 м.

Нижнекаменноугольная экранирующая толща, развитая в восточных районах юга междуречья Прут — Днестр, представлена преимущественно аргиллитоподобными глинами с прослоями песчано-алевритовых, изредка карбонатных пород.

Состав глинистых образований гидрослюдистый и хлорит-гидрослюдистый. Примесь кластического материала достигает 25 %. Структуры пелитовая и алевропелитовая, текстуры массивная, реже слоистая.

Плотность глин изменяется от 2,50 до 2,54 г/см³, общая пористость — от 9,0 до 10,5 % (9 обр.). Проницаемость меньше $0,01 \cdot 10^{-15}$ м². С точки зрения трещиноватости они не изучались.

Мощность этой покрывки колеблется в широких пределах, достигая местами 700 м.

Среднеюрская экранирующая толща распространена на всей территории Предбруджского прогиба и в районах, прилегающих к нему с северо-востока. Почти повсеместно она сложена преимущественно глинистыми образованиями с подчиненным количеством песчано-алевритовых пород. Только в самой северо-западной части прогиба последние преобладают (см. рис. 11).

Глинистые отложения обычно существенно гидрослюдистые, реже (северо-восточные районы междуречья) гидрослюдисто-каолинитовые с различной примесью алевроито-псаммитового материала. Их структуры пелитовая и алевропелитовая. Текстуры самые разнообразные: от массивной до тонкослоистой [49].

В юго-западных и центральных районах прогиба глинистые породы преимущественно тонкодисперсные и слабоалевритистые с характерными гладкораковистым, бугорчатым и оскольчатый изломами. К северо-западу количество песчано-алевритовой примеси увеличивается и достигает максимума на Баймаклийской и Готешской поисковых площадях. В северо-восточной части рассматриваемой территории, в районе сел Тарутино, Сарата, Глубокое и Большая Балабановка, наряду с тонкодисперсными

и слабоалевритистыми глинами обычно слойчатой, линзовидно-волнистой или горизонтальной текстуры широко развиты неотсортированные бесструктурные породы с комковатым изломом [49].

Степень уплотнения среднеюрских глинистых образований разная и обусловлена не столько глубиной их залегания, сколько удалением от Добруджского массива. Наиболее плотные они в юго-западной полосе междуречья Прут — Днестр, в районах городов Кагула, Болграда и с. Суворово. Здесь развиты нередко сланцеватые аргиллиты, независимо от современной глубины их залегания, которая изменяется в пределах от 300 до 3000 м. Несколько севернее и восточнее, в полосе, протягивающейся через Баймаклийскую и Казаклийскую площади в направлении с. Старые Трояны и г. Килии, в этой части разреза на глубинах от 500 до 2200 м скважинами вскрывались аргиллитоподобные глины. В северо-восточных районах междуречья (Саратская, Тарутинская и другие площади) распространены сравнительно слабо уплотненные глины [49].

Физические свойства глинистых пород изучены очень слабо, причем только по центральной части прогиба. Плотность развитых здесь аргиллитоподобных глин и аргиллитов изменяется от 2,48 до 2,54 г/см³, общая пористость — от 2,5 до 11,5 % (20 обр.). Проницаемость составляет менее $0,01 \cdot 10^{-15}$ м².

Степень дислоцированности среднеюрских отложений почти на всей территории их распространения невысокая, за исключением узкой полосы, примыкающей к Кагульско-Измайльской зоне разломов, где углы падения пород достигают 45 °С, а в отдельных случаях 90 °. Аргиллиты здесь нередко раздроблены и перемяты.

Общая мощность среднеюрской экранирующей толщи изменяется в широких пределах. В северо-восточной части рассматриваемой территории она обычно не превышает 100 м, в юго-восточных районах чаще всего составляет 150 — 250 м, в припрутской части прогиба увеличивается до 500 — 800 м, а в центральной его части достигает 1500 м.

Вышеизложенное показывает, что нижнедевонскую толщу можно рассматривать как субрегиональную, а нижнекаменноугольную — как зональный нефтегазоупор преимущественно среднего качества и очень большой мощности.

Среднеюрская толща представляет собой субрегиональный нефтегазоупор скорее всего среднего, местами высокого качества и различной мощности.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД-ПОКРЫШЕК РАВНИННОГО КРЫМА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Нефтегазоупор верхнеаптского возраста представлен преимущественно аргиллитами и глинами с редкими маломощными прослоями глинистых известняков, мергелей. На ряде площадей северо-западной и центральной частей Равнинного Крыма в низах толщи появляются прослои песчаников и алевролитов. В районах городов Евпатория и Саки содержание последних достигает 50 %, а на востоке Равнинного Крыма,

в Северо-Восточном Присивашье и Северном Причерноморье превышает 60 — 70 % общей мощности верхнеаптских образований. В связи с этим толща теряет здесь свои экранирующие свойства.

Мощность покрывки верхнеаптского возраста изменяется от нуля до 200 м, а глубина залегания ее кровли от 600 м в центральной части Равнинного Крыма от 4 — 6 км — в его северо-западных и восточных районах. Отсутствие верхнеаптских отложений зафиксировано на большей части Северного Причерноморья и на некоторых участках центральных и восточных районов Равнинного Крыма [21], северо-западного шельфа Черного моря (поднятие Голицына) и центральной полосы акватории Азовского моря (Стрелковая, Электроразведочная структуры).

Содержание растворимого карбоната (CaCO_3) в глинах и аргиллитах колеблется от 1 до 24,5 %, а песчано-алевритовой примеси — от 5 до 40 %. Породы представлены преимущественно гидрослюдисто-каолинитовой (или каолинит-гидрослюдистой) и гидрослюдисто-смешаннослойной (типа иллит — монтмориллонит, иллит — вермикулит иллит — хлорит) ассоциациями породообразующих глинистых минералов, иногда с примесью хлорита¹. Емкость поглощения (11,73 — 14,90 мг-экв на 100 г вещества) также свидетельствует о присутствии каолинита и хлорита (Р.Е. Грим, 1956 г.). Содержание обменного Na^+ колеблется от 2,04 до 2,25 мг-экв на 100 г вещества.

Физические свойства глин и аргиллитов изменяются в широких пределах в зависимости от глубины их залегания и литологического состава. Наиболее плотными (2,52 — 2,73 г/см³) и наименее пористыми (0,13 — 1,78 %) оказались породы на северо-западе и востоке Равнинного Крыма, а наименее плотными (2,18 — 2,58 г/см³) и наиболее пористыми (5,94 — 19,3 %) — в его центральной части. Межзерновая проницаемость верхнеаптских аргиллитов на юго-востоке Тарханкутского полуострова, замеченная в условиях, близких к пластовым (абсолютная), изменяется в пределах $(0,32 — 1,32) \cdot 10^{-21}$ м², т. е. в монолите они обладают высокой экранирующей способностью. Однако большая плотность этих пород так же, как и вышележащих глинистых образований средне- и верхнеальбского возраста, в сочетании с тектоническим фактором явились причиной их раздробленности в ряде районов. В центральной и восточной частях Равнинного Крыма, где наблюдается почти моноклинальное залегание пластов, отмечаются единичные зеркала скольжения и трещины обычно субгоризонтального направления, нитевидные, прямолинейные, выполненные углито-глинистым веществом и кальцитом. В северных районах степень раздробленности пород несколько возрастает: наряду с вышеуказанными появляются редкие системы слабоизвилистых наклонных (< 10 — 20 ° к вертикальной оси керна) трещин раскрытостью до 1 мм. Максимально дислоцированными (перемятость, обилие зеркал скольжения, множество разнонаправленных трещин раскрытостью до 3 —

¹ Минеральный состав пород-покрывок дан на основании рентгенографического, термического и химического (емкость поглощения) анализов, проведенных А. К. Дорофеевой, С. И. Гиём и А. А. Шевченко в соответствующих лабораториях УкрНИГРИ.

4 мм) являются породы в Северо-Западном Крыму, особенно в центральной и южной частях Тарханкутского полуострова.

Таким образом, учитывая разработки по классификации пород-покрышек [1, 19, 25], глинистые образования верхнеаптского возраста можно рассматривать в качестве зональной неоднородной внутрикомплексной покрышки II — IV классов большой и очень большой мощности. При этом в центральных районах Равнинного Крыма развит нефтегазоупор II класса, в северной его части — II — III, местами (в центральной и южной зонах Тарханкутского полуострова) IV классов.

Среднеальбский нефтегазоупор представлен в основном аргиллитами и глинами, изредка переходящими в глинистые мергели (CaCO_3 — от нуля до 34,8 %). В северной части Равнинного Крыма широко развиты также вулканокластические, местами эффузивные породы; в Северном Причерноморье и Северо-Восточном Присивашье — опоки и спонголиты, а в районе Евпатории — песчаники и алевролиты. Отсутствие образований среднеальбского возраста зафиксировано на отдельных участках Равнинного Крыма, северо-западного шельфа Черного и в центральной части Азовского морей [9, 10, 41].

Мощность рассматриваемых отложений изменяется от нуля до 300 м, в среднем составляет около 100 м, а глубина залегания их кровли — от 550 м (в центральной части) до 3,5 — 5 км (в северной и юго-восточной частях Равнинного Крыма). Породообразующие глинистые минералы покрышек представлены преимущественно каолинит-гидрослюдистой и гидрослюдисто-смешаннослойной (типа иллит — монтмориллонит, иллит — гумбелит) ассоциациями, иногда с примесью хлорита и чаще монтмориллонита. Содержание кластического материала варьирует от 1 до 28 %, а органогенного — от 3 до 15 %. Наименьшие значения плотности ($1,33 - 2,56 \text{ г/см}^3$) и наибольшие — пористости ($5,43 - 45,42 \%$) зафиксированы в центральных районах Равнинного Крыма, в Северном Причерноморье и Присивашье. На севере и юго-востоке исследуемой территории отмечены максимальные величины плотности пород ($2,48 - 2,68 \text{ г/см}^3$) и минимальные — пористости ($0,11 - 1,75 \%$). Абсолютная межзерновая проницаемость составляет $(0,13 - 0,82) \cdot 10^{-20} \text{ м}^2$ в западной и $(2,11 - 2,60) \cdot 10^{-19} \text{ м}^2$ в центральной частях Равнинного Крыма. Емкость поглощения равна $14,33 - 15,47 \text{ мг-экв на } 100 \text{ г вещества}$. Содержание обменного Na^+ в составе поглощенного комплекса изменяется от 2,45 до 2,80 мг-экв.

Экранирующая толща верхнеальбского возраста сложена преимущественно аргиллитами и глинистыми мергелями (CaCO_3 — 1,2 — 50,0 %, изредка — до 68,8 %). Подчиненную роль играют вулканокластические, эффузивные, кремнистые и песчано-алевритовые породы.

Мощность данного нефтегазоупора изменяется от нуля до 1500 м, для большей части исследуемой территории — от 400 до 600 м, а глубина залегания кровли — от 170 — 760 м в центральных районах Равнинного Крыма и Северном Причерноморье до 4600 м в северо-западной части полуострова. Содержание песчано-алевритовой примеси обычно составляет 0,55 — 16,5 %, органогенного детрита — 1,0 — 10,0 % (редко до 50 %).

Породообразующие глинистые минералы в западной и северной частях Равнинного Крыма представлены преимущественно гидрослюдистой и гидрослюдисто-смешаннослойной ассоциациями того же типа, что и в покрышках среднеальбского возраста, с примесью каолинита и хлорита, реже монтмориллонита; в центральных районах Крыма, Северном Причерноморье и Присивашье количество монтмориллонита заметно возрастает. Емкость поглощения глинистых образований колеблется в пределах $12,56 - 31,21 \text{ мг-экв на } 100 \text{ г вещества}$, а содержание катионов — $\text{Na}^+ - 1,43 - 18,6 \text{ мг-экв на } 100 \text{ г вещества}$.

В Северном Крыму плотность аргиллитов и глинистых мергелей изменяется от 2,42 до $2,68 \text{ г/см}^3$; пористость — от 0,13 до 5,9 %, абсолютная проницаемость $(0,012 - 1,22) \cdot 10^{-18} \text{ м}^2$. Для центральных районов Крыма, Северного Причерноморья и Присивашья эти величины соответственно составляют: $1,64 - 2,52 \text{ г/см}^3$; 6,78 — 38,6 %; $(0,121 - 1,55) \cdot 10^{-18} \text{ м}^2$, т. е. экранирующая способность данных пород в монолите изменяется от пониженной до весьма высокой. Содержание катионов Na^+ в составе поглощенного комплекса (до 18,6 мг-экв на 100 г вещества), иногда даже превышающее сумму Ca^{2+} и Mg^{2+} , позволяет предположить, что и отношение Na^+ к Ca^{2+} будет несколько выше единицы. Это согласно исследованиям А. А. Ханина (1969 г.), И. Н. Ушатинского (1969 г.), О. Г. Лариной (1966 г.) и др. также может свидетельствовать о сравнительно высокой экранирующей способности верхнеальбских отложений.

Характер раздробленности средне-, верхнеальбских пород, направление, мощность и заполнитель трещин такие же, как в верхнеаптских отложениях.

Итак, глинистые и карбонатно-глинистые среднеальбские образования можно рассматривать как внутрикомплексную, а верхнеальбские — внешнекомплексную субрегиональные неоднородные (а для северных районов Равнинного Крыма — расслоенные) от средней до очень большой мощности покрышки II — IV классов. Нефтегазоупоры II класса развиты в центральных районах Равнинного Крыма; II — III класса — на севере и востоке его, а также в Присивашье и Северном Причерноморье, III — IV класса — на Тарханкутском полуострове.

Породы-покрышки верхов сеноманского яруса представлены мергелями и глинистыми известняками (CaCO_3 — 27,45 — 84,5 %) с прослоями (до 10 — 15 см) известковистых глин или аргиллитов (CaCO_3 — 12,25 — 19,65 %). На востоке Равнинного Крыма, а Северо-Восточном Присивашье и Северном Причерноморье они сильно опесчаниваются и теряют свои экранирующие свойства. Мощность рассматриваемой покрышки, как правило, небольшая (10 — 30 м), а глубина залегания кровли изменяется от 150 м в центральных районах Равнинного Крыма до 4400 м в его северо-западной части.

Содержание органогенного материала обычно составляет 2,0 — 5,0 %, песчано-алевритового — 1,0 — 5,5 %. Структура аргиллитов и глин пелитовая, мергелей и глинистых известняков пелитоморфная. Текстура тех и других параллельно-ориентированная, реже массивная. Глинистые минералы представлены гидрослюдой с постоянным присутствием монт-

морилюнита, реже хлорита. Емкость поглощения составила 9,91 — 37,20 мг-экв на 100 г вещества. Вторичные процессы выражены в основном перекристаллизацией и окремнением микрофауны и карбонизацией трещин.

Плотность рассматриваемых пород в северо-западной части Равнинного Крыма изменяется от 2,38 до 2,67 г/см³, пористость — от 0,18 до 9,2 %, абсолютная проницаемость — в пределах $(0,001 - 0,4) \cdot 10^{-20}$ м². Для центральных и северо-восточных районов полуострова эти величины следующие: 1,46 — 2,46 г/см³; 9,39 — 33,32 % и $(0,36 - 1,6) \cdot 10^{-18}$ м².

Данные электронно-микроскопических исследований, указывающие на высокую дисперсность глинистых минералов, значительное содержание Na⁺ в обменном комплексе (2,47 — 9,39 мг-экв на 100 г вещества), а также характеристика физических параметров глинисто-карбонатных образований позволяют говорить о том, что в монолите они обладают неплохими экраняющими свойствами.

Следует, однако, отметить, что в связи с их значительной хрупкостью в ряде районов, особенно в тектонически активных зонах, эти породы лишены монолитности. Так, в северо-западной части Крыма довольно часто встречаются зеркала скольжения, разнонаправленные прямолинейные и слабоизвилистые трещины мощностью от долей до 2 — 3 мм, залеченные углито-глинистым материалом и кальцитом, в отдельных случаях хлоритом, окислами железа, пиритом. Наряду с трещинами отмечены субвертикальные и наклонные (< 45 — 60° к вертикальной оси керна) мелкозубчатые сутуры, реже стилолиты. Частота их встречаемости — 5 — 30 на 1 м; высота зубьев от долей миллиметра до 1 см. В центральных и северо-восточных районах Крыма интенсивность трещиноватости заметно убывает: это уже единичные зеркала скольжения и трещины нитевидные слабоизвилистые и прямолинейные субгоризонтальные, реже наклонные (< 45°), выполненные глинистым материалом. Иногда встречаются мелкозубчатые сутуры того же направления. Следует отметить, что на Тарханкутском полуострове наряду с закрытыми отмечаются и открытые трещины раскрытостью 0,004 — 0,002 мм. Их проницаемость¹ изменяется в пределах $(0,18 - 0,29) \cdot 10^{-15}$ м². изредка до $1,25 \cdot 10^{-15}$ м².

Учитывая вышеизложенное и ориентируясь на работу Н. III. Хайрединова [59], считаем возможным рассматривать пачку мергелей и глинистых известняков в верхах сеноманского яруса в качестве зональной неоднородной внутрикомплексной покрывки малой — средней мощности низкого (Северо-Западный Крым) и среднего качества.

Породы-покрывки кампанского возраста, приуроченные к низам разреза, представлены глинистыми известняками и мергелями с тонкими (до 5 см) прослойками глин (CaCO₃ — 9,6 — 83,25 %). Мощность этой экраняющей толщи изменяется от 20 до 150 м (см. рис. 30), а глубина залегания ее кровли — от 150 — 3500 м.

Содержание кластической примеси обычно 1,0 — 5,0 %, органогенного материала — 2,0 — 5,0 %. Структура мергелей и известняков пелитоморф-

ная, текстура массивная, иногда параллельно-ориентированная. Минеральный состав нерастворимого глинистого остатка мергелей и глинистых известняков представлен в основном монтмориллонит-гидрослюдистой ассоциацией, иногда гидрослюдисто-смешаннослойной (ряда иллит — монтмориллонит) с примесью хлорита. Плотность пород в северной части Равнинного Крыма и на поднятии Голицына изменяется от 2,42 до 2,68 г/см³, пористость — от 0,23 до 6,45 %, абсолютная проницаемость — в пределах $(0,0001 - 0,55) \cdot 10^{-18}$ м². Для центральных районов полуострова величины этих параметров следующие: 1,59 — 2,45 г/см³; 8,79 — 40,60 % и $(0,0053 - 0,19) \cdot 10^{-17}$ м².

Характер развития и интенсивность вторичных процессов в данных образованиях аналогичны описанным выше (верхняя часть разреза сеноманского яруса). Степень раздробленности пород изменяется по площади. В северо-восточной части Крыма отмечаются редкие субгоризонтальные слабоизвилистые волосяные трещины, выполненные чаще всего глинистым материалом, немногочисленные зеркала скольжения и недоразвитые мелкозубчатые наклонные (< 45°) сутуры, поверхность которых выполнена углито-глинистым материалом. В северо-западных районах число трещин, сутур и зеркал скольжения заметно возрастает. Появляются системы субвертикальных и наклонных (< 20 — 45°), часто выклинивающихся кули образных трещин мощностью до 0,5 мм, залеченных глинистым материалом и кальцитом. Силолиты обычно мелкозубчатые, частота их встречаемости — 4 — 20 на 1 м. Максимальная трещиноватость зафиксирована на юге Тарханкутского полуострова. Наряду с закрытыми трещинами отмечаются и открытые, часто прерывистые, кулисообразные, развивающиеся как по сутурам, так и самостоятельно. Их параметры изучались по наиболее трещиноватым разностям пород пяти площадей и составили: трещинная пористость — 0,01 — 0,57 %, проницаемость — $(0,4 - 17,2) \cdot 10^{-15}$ м².

Таким образом, глинисто-карбонатные образования низов кампанского яруса можно рассматривать в качестве субрегиональной внутрикомплексной неоднородной покрывки от малой до очень большой мощности обычно среднего и низкого качества. Наименее надежными (из-за повышенной трещиноватости и сравнительно небольшой мощности) они являются на юге Тарханкутского полуострова.

Экранирующие толщи нижнемаастрихтского и датского возраста широко распространены в Равнинном Крыму. Нижнемаастрихтские отложения могут играть роль покрывки на большей части Равнинного Крыма, в южной полосе Северного Причерноморья и, вероятно, в прилегающих районах акватории Черного моря, где они представлены преимущественно глинистыми известняками и мергелями с небольшой примесью кластического материала [10]. На территории, прилегающей к Азовскому морю, рассматриваемая часть разреза опесчанивается и теряет свои экраняющие свойства. Лишены этих свойств, очевидно, и мелоподобные известняки остальных районов Северного и Западного Причерноморья. Мощность нижнемаастрихтской покрывки составляет обычно 100 — 200 м, а глубина залегания ее кровли изменяется от 100 до 3000 м.

¹ Замеры проводились по наиболее трещиноватым разностям пород.

Структура известняков и мергелей пелитоморфная, текстура — массивная. Состав глинистых минералов нерастворимого остатка монтмориллонит-гидрослюдистый. Плотность пород на Тарханкутском полуострове и в восточной части Равнинного Крыма колеблется в пределах 2,38 — 2,65 г/см³, пористость — 2,38 — 9,86 %, абсолютная проницаемость — $(0,35 - 6,5) \cdot 10^{-17}$ м². Для центральных районов Крыма и Северного Причерноморья величины этих параметров соответственно составляют: 1,58 — 2,31 г/см³; 12,35 — 33,85 %; $(0,11 - 2,0) \cdot 10^{-17}$ м².

Степень раздробленности образований нижнемаастрихтского возраста, направление и заполнитель трещин такие же, как и низов кампанского яруса, а интенсивность развития вторичных процессов выражена в несколько меньшей мере. Частота встречаемости сутуро-стилолитовых образований от 1 до 10 на 1 м, высота зубьев — до 1 см. Отмечаются зеркала скольжения.

Датские отложения могут представлять собой покрывку только в северо-западной части Равнинного Крыма и, вероятно, в прилегающих районах акватории Черного моря, где они представлены мергелями и глинистыми известняками (CaCO₃ — 35,8 — 82,40 %) с незначительным содержанием органогенного (2 — 10 %) и кластического (1 — 3 %) материалов. В восточном и северном направлениях количество песчано-алевритовой примеси и органогенного материала значительно возрастает (соответственно до 25 — 40 и 45 — 80 %), что существенно ухудшает их экранирующие свойства. Мощность этой покрывки изменяется от нуля до 300 м, а глубина залегания кровли — от 80 м на Меловой структуре до 2500 м в районе пос. Черноморское.

Структура мергелей и известняков в пределах Тарханкутского полуострова пелитоморфная, текстура массивная. Состав глинистых минералов монтмориллонит-гидрослюдистый с незначительной примесью каолинита и хлорита. Емкость поглощенного комплекса равна 15,34 — 31,71 мг-экв на 100 г вещества. Плотность пород варьирует от 1,79 до 2,60 г/см³, пористость — от 1,0 до 31,5 %, абсолютная проницаемость — от $0,42 \cdot 10^{-17}$ м² (Меловая структура) до $3,7 \cdot 10^{-19}$ м² (Бакальская площадь). Содержание обменного Na⁺ в составе поглощенного комплекса изменяется от 6,96 до 10,43 мг-экв на 100 г вещества, часто превышая сумму Ca²⁺ и Mg²⁺.

Интенсивность развития вторичных процессов и степень раздробленности датских отложений несколько ниже, чем пород сеноманского — маастрихтского возраста. Трещины и сутуро-стилолитовые образования встречаются реже. Первые обычно маломощные (доли миллиметра), вторые — недоразвитые, мелкозубчатые. Отмечаются единичные открытые, очень тонкие короткие прерывистые, часто затухающие трещинки (южная часть Тарханкутского полуострова и площадь Голицына).

Таким образом, глинисто-карбонатные образования нижней части маастрихтского, а также датского ярусов можно отнести к зональным внутрикомплексным неоднородным покрывкам от средней до очень большой мощности, среднего, местами (районы интенсивного проявления тектонических движений) низкого качества.

Породы-покрывки позднепалеоценового — нижней части среднеэоценового возраста распространены в Северо-Западном Крыму, в прилегающих районах акватории и в южной полосе Северного Причерноморья, где они сложены преимущественно мергелями и глинами¹. Вместе они представляют собой единую внешнекомплексную экранирующую толщу. В других районах эти отложения, особенно верхнепалеоценовые и среднеэоценовые мергели, опесчаниваются и замещаются песчано-алевритовыми породами или же выпадают из разреза (рис. 31 и 32).

Верхнепалеоценовая часть этой толщи сложена мергелями в разной степени глинистыми, с прослоями глинистых известняков и глин (CaCO₃ — 2,7 — 83,5 %), незначительной примесью песчано-алевритового материала (1 — 5 %). Ее мощность изменяется от нуля до 300 м (максимальные значения зафиксированы на юго-западе Тарханкутского полуострова), а глубина залегания кровли колеблется от 50 до 2200 м.

Породообразующие глинистые минералы представлены монтмориллонит — гидрослюдистой ассоциацией. Емкость поглощения 18,64 — 64,63 мг-экв на 100 г вещества. Плотность пород изменяется от 1,27 до 2,57 г/см³, пористость — от 2,5 до 37,8 %, межзерновая проницаемость — обычно менее $0,01 \cdot 10^{-15}$ м². Содержание в составе поглощенного комплекса обменного Na⁺ (9,65 — 55,44 мг-экв на 100 г вещества), порой в 3 — 4 раза превышает сумму Ca²⁺ и Mg²⁺.

Вышележащие нижнеэоценовые отложения представлены глинами в разной степени известковистыми, реже глинистыми мергелями (CaCO₃ — 0 — 38,5 %). Содержание органогенного материала составляет 7 — 20 %, кластической примеси — 0,46 — 14,3 %. Их мощность изменяется от нуля до 150 м, а глубина залегания кровли — от 40 м (на юге Тарханкутского полуострова) до 2100 м (на северо-западе его и на поднятии Голицына).

Минеральный состав глин и нерастворимого глинистого остатка мергелей монтмориллонит-гидрослюдистый с примесью хлорита. Емкость поглощения 21,87 — 70,04 мг-экв на 100 г вещества. Плотность пород колеблется в пределах 1,62 — 2,44 г/см³, пористость — 8,54 — 38,50 %, абсолютная проницаемость — $(0,01 - 0,45) \cdot 10^{-17}$ м². Количество обменного Na⁺ в составе поглощенного комплекса (10,0 — 57,97 мг-экв на 100 г вещества) часто превышает суммарное содержание Ca²⁺ и Mg²⁺ в 4 — 5 раз.

Среднеэоценовая часть рассматриваемой толщи сложена мергелями с прослоями глинистых известняков, реже известковых глин (CaCO₃ — 12,0 — 85,4 %). Содержание органогенного материала составляет 7 — 10 %, песчано-алевритовой примеси — 1 — 7 %. Мощность этих отложений изменяется от нуля до 160 м, составляя обычно 10 — 30 м, а глубина залегания кровли — от 100 до 2500 м.

¹ Примерно такой же литологический состав имеют эти отложения в пределах Керченского полуострова и прилегающих районов. Однако экранирующая их способность пока не изучалась.

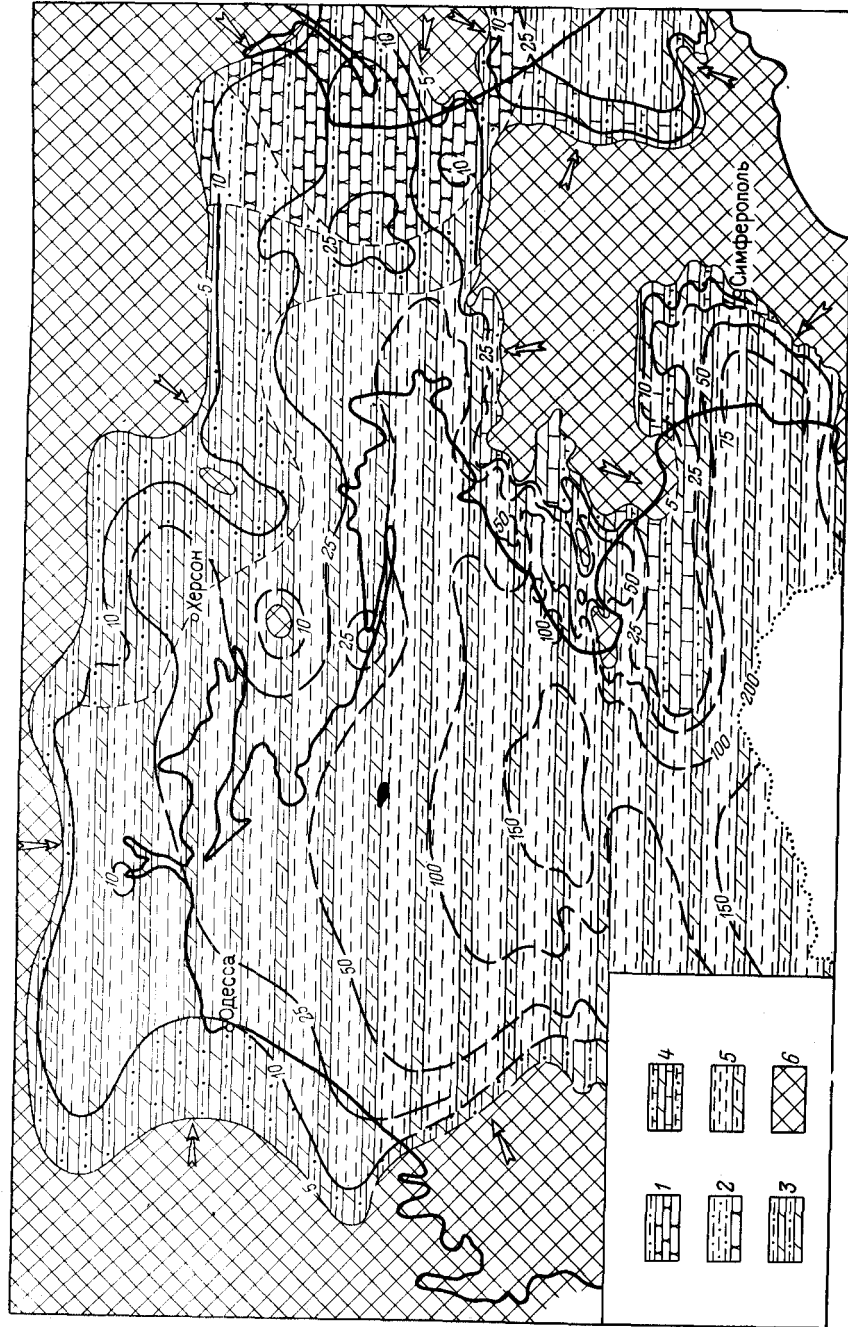


Рис. 32. Карта мощностей и литофаций нижнеэоценовых отложений юга УССР и прилегающей части шельфа Черного моря. Составили А. Т. Богаец и В. А. Вартанова

1 — алевролиты, песчаники, прослои песчаных глин; 2 — глины песчаные, прослои алевролитов; 3 — глины и мергели в разной степени песчаные; 4 — глины известковистые, песчаные, мергели, известняки, местами прослои алевролитов и песчаников; 5 — глины в разной степени известковистые, прослои глинистых мергелей; 6 — районы отсутствия и незначительной мощности (до 5 м) нижнеэоценовых отложений

Остальные условные обозначения см. рис. 9, 12

Структура глинистых известняков и мергелей пелитоморфная и органо-пелитоморфная, текстура — массивная. Состав глинистых минералов монтмориллонит-гидрослюистый с примесью хлорита. Емкость поглощения 17,06 — 53,18 мг-экв. на 100 г вещества. Плотность пород варьирует от 1,27 до 2,57 г/см³, пористость — от 3,6 до 51,0 %, абсолютная проницаемость — $(0,001 - 0,143) \cdot 10^{-15}$ м². Количество обменного Na⁺ в составе поглощенного комплекса (от 6,64 до 34,65 мг-экв на 100 г вещества) иногда превышает суммарное содержание Ca²⁺ и Mg²⁺ почти в 3 раза.

Степень трещиноватости пород описанных трех пачек разная. В первой из них по всему разрезу встречаются тонкие (доли, реже до 1 мм) разнонаправленные слабоизвилистые прерывистые трещины, выполненные в основном глинистым материалом, реже кальцитом, иногда полые. Несколько менее раздроблены мергели среднего эоцена. В нижнеэоценовых глинах отмечаются только единичные очень тонкие трещинки, залеченные глинистым веществом, иногда кальцитом. Изредка наблюдаются зеркала скольжения.

Из вышеизложенного вытекает, что лучшими экранирующими свойствами в рассмотренной толще пород обладают нижнеэоценовые глины, имеющие наиболее широкое распространение. Они представляют собой достаточно однородную субрегиональную покрывку от незначительной до очень большой мощности I — II, местами (в восточной части Равнинного Крыма и Северном Причерноморье, где развиты глины повышенной песчаности) III классов. Подстилающие и перекрывающие ее пачки мергелей играют второстепенную роль. Они развиты на значительно меньшей территории и обладают несколько худшими экранирующими свойствами, в связи с чем могут классифицироваться как зональные покрывки скорее всего среднего качества.

Породы-покрывки позднеэоценового возраста представлены в основном мергелями с подчиненными прослоями глинистых известняков и известковистых глин (CaCO₃ — 10,5 — 85,5 %). Содержание органического материала колеблется в пределах 3,0 — 40,0 %, песчано-алевритовой примеси — 0,6 — 15,1 %, увеличиваясь в восточном и северном направлениях от Тарханкутского полуострова. Мощность этого нефтегазопупора изменяется от нескольких метров на склонах и погружениях Новоселовского поднятия до 500 — 700 м в Каркинитско-Северо-Крымском прогибе, а глубина залегания его кровли — от 50 до 2000 м.

Структура мергелей и глинистых известняков пелитоморфная и органично-пелитоморфная, текстура массивная. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и монтмориллонитом с редкой примесью хлорита. Емкость поглощенного комплекса равна 22,53 — 39,48 мг-экв на 100 г вещества. Плотность пород изменяется от 1,37 до 2,44 г/см³, а пористость — от 6,03 до 50,20 %. Абсолютная проницаемость наиболее пористых разностей мергелей (Чапаевская площадь Северного Крыма) составляет $0,19 \cdot 10^{-15}$ м², а несколько менее пористых пород Северного Причерноморья — $1,15 \cdot 10^{-18}$ м². Содержание обменного Na⁺ в составе поглощенного комплекса (8,7 — 16,2 мг-экв на 100 г вещества) обычно равно, а иногда и больше суммарной емкости Ca²⁺ и Mg²⁺. Раздробленность мергелей незначительная. Встречаются редкие очень тонкие разнонаправленные прямолинейные прерывистые трещинки, выполненные глинистым материалом, и немногочисленные зеркала скольжения.

Изложенное позволяет рассматривать верхнеэоценовые отложения как субрегиональную от малой до очень большой мощности покрывку среднего, местами (на склонах и погружениях Новоселовского и Сакского поднятий, в северо-восточной части Крыма и Присивашья, где отмечается повышенное содержание кластической примеси) низкого качества.

Толща экранирующих пород олигоцен-раннемиоценового возраста сложена вязкими неизвестковистыми и слабоизвестковистыми (CaCO₃ — до 15,7 %) песчано-алевритистыми (1,0 — 48,9 %) глинами с прослойками и линзами, реже прослоями алевритов, песчаников (песков). Количество терригенных пород обычно не превышает 10 — 20 %, достигая в Приазовье, Северном и Западном Причерноморье 30 — 40 %. Мощность этой толщи изменяется от нуля до 3 — 4 км (см. рис. 17), а глубина залегания ее кровли — от 50 до 1000 м.

Минеральный состав глин представлен монтмориллонит-гидрослюдистой ассоциацией иногда с примесью каолинита и хлорита. Их плотность варьирует от 1,58 до 2,34 г/см³, составляя в среднем для большей части региона 1,8 — 2,0 г/см³. Пористость изменяется от 11,6 % (северо-западные районы Равнинного Крыма) до 34,18 % (северо-восточная его часть), абсолютная проницаемость — в пределах $(0,45 - 0,96) \cdot 10^{-17}$ м². Емкость поглощения колеблется от 20,25 до 27,43 мг-экв на 100 г вещества, содержание обменного Na⁺ — от 2,25 до 2,76 мг-экв (площадь Голицына).

Таким образом, глинистые образования майкопской серии можно рассматривать как субрегиональную неоднородную, участками расслоенную от малой до очень большой мощности покрывку преимущественно I класса. В районах развития высокопесчаных глин (юг междуречья Прут — Днестр, Северо-Западное Приазовье и отдельные районы Северного Причерноморья) допускается ухудшение качества этого нефтегазоупора до II, местами III — IV классов.

Породы-покрывки раннесарматского возраста почти повсеместно представлены вязкими слоистыми глинами с присышками и прослойками песка, реже органических известняков. Значительное увеличение содержания кластического материала, вплоть до полного замещения глин песками

или песчаниками, наблюдается в районах, близко расположенных к основным источникам сноса, где данные образования теряют свои экранирующие свойства. Мощность покрывки изменяется от нуля до 300 м, составляя для большей части территории 20 — 40 м (рис. 33), а глубина залегания кровли — от 40 до 400 — 500 м. Плотность пород колеблется от 1,52 до 1,98 г/см³, пористость — от 20,3 до 40,2 %; межзерновая проницаемость обычно не превышает $0,01 \cdot 10^{-15}$ м². Минеральный состав глин монтмориллонит-гидрослюдистый с примесью каолинита.

Даже краткая характеристика нижнесарматских глин юга СССР и прилегающих акваторий, обусловленная слабой изученностью экранирующих свойств данных пород, указывает на то, что они представляют собой субрегиональную неоднородную внутрикомплексную от малой до очень большой мощности покрывку, видимо, I класса. Некоторое ухудшение ее качества можно допустить в отдельных районах Северного Причерноморья и Приазовья, характеризующихся повышенным содержанием кластической примеси, более широким развитием прослоев песчано-алевритовых пород и органических известняков.

Подытоживая вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

Лучшими и наиболее широко распространенными (субрегиональными) нефтегазоупорами в разрезе нижнемеловых отложений Крыма, Причерноморья и, вероятно, прилегающих акваторий являются глинистые образования среднеальбского и верхней части верхнеальбского подъярусов. Зонально распространены аргиллиты и глины позднеаптского возраста. Все они представляют собой покрывки большой и очень большой мощности II — IV классов. Лучшими экранирующими свойствами (III класс) обладают нефтегазоупоры в центральных районах Равнинного Крыма, худшими (III — IV классы) — в южной и центральной зонах Тарханкутского полуострова.

Основные нефтегазоупоры в толще верхнемеловых отложений сложены карбонатно-глинистыми образованиями и имеют обычно зональное распространение. Только нижнекампанская покрывка рассматривается как субрегиональная. Мощность этих покрывок изменяется от незначительно до очень большой. Их качество среднее и низкое. Наименее надежны они (из-за повышенной трещиноватости) в районах, характеризующихся интенсивными проявлениями тектонических процессов (Тарханкутский полуостров, особенно его южная часть). Низкое качество верхнемеловых нефтегазоупоров ожидается и на черноморском шельфе к западу от Тарханкутского полуострова.

Породы-покрывки позднепалеоэоценового — нижней части среднеэоценового возраста представляют собой единую экранирующую толщу, главную роль в которой играют нижнеэоценовые глины. Они распространены более широко, чем мергели верхнего палеоэоцена и среднего эоцена, и характеризуются лучшими экранирующими свойствами. Эти глины могут рассматриваться как субрегиональная покрывка I — II, местами III классов, а подстилающие и перекрывающие их мергели — как зональные нефтегазоупоры среднего качества.

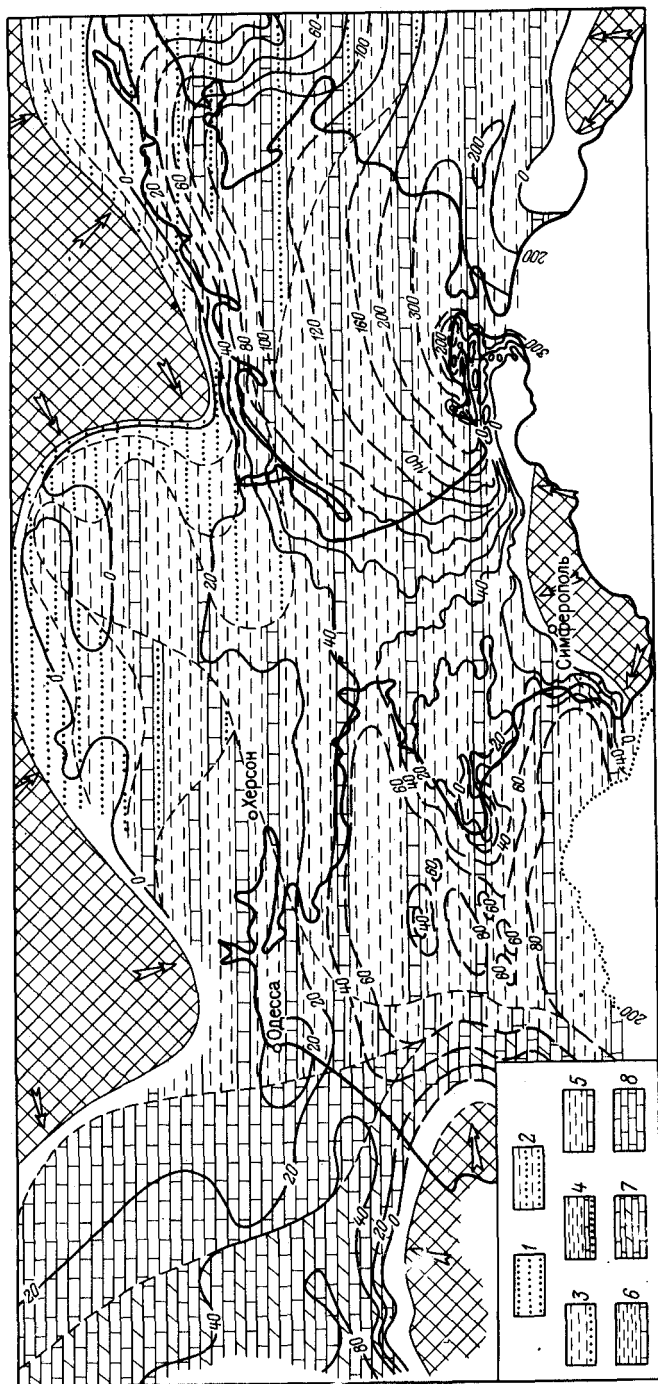


Рис. 33. Схематическая карта мощностей и литофаций нижесарматских отложений юга СССР и прилегающих районов. Составили А. Т. Ботаец и В. А. Варганова

1 — пески (песчанники); 2 — глины и пески (песчанники); 3 — глины с прослоями песков (песчанники), реже органических известняков; 4 — глины с тонкими прослоями известняков и песков; 5 — глины с прослоями известняков; 6 — глины с редкими и тонкими прослоями известняков; 7 — известняки с прослоями мергелей; 8 — известняки. Остальные условные обозначения см. рис. 9, 12

Верхнеэоценовые глинисто-карбонатные отложения в целом представляют собой субрегиональную покрывку в основном среднего качества, а глинистые образования майкопской серии и раннесарматского возраста — субрегиональные нефтегазоупоры преимущественно I класса. Некоторое ухудшение их качества отмечается в отдельных районах Западного и Северного Причерноморья и Приазовья. Мощность этих покрывок колеблется в широких пределах.

ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА УГЛЕВОДОРОДОВ ПО ПЛОЩАДИ И РАЗРЕЗУ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ МИГРАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ

Одним из показателей направления миграции газообразных и жидких углеводородов (УВ) является изменение их состава. В частности, нами использовалось отношение $C_2H_6 + \text{высш.}/CH_4$, или коэффициент жирности газов. Величины этого коэффициента в общем увеличиваются вниз по разрезу меловых и палеогеновых отложений Равнинного Крыма. В этом же направлении возрастают плотность газов, содержание в их составе тяжелых УВ и уменьшается содержание метана (рис. 34). Изменение коэффициента жирности газов по разрезу в различных тектонических зонах происходит неодинаково. В пределах Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, где мощности и глубины залегания меловых и палеогеновых отложений достаточно велики, возрастание величин коэффициента жирности вниз по разрезу фиксируется четко, а в районах неглубокого залегания домелового фундамента выражено слабо.

Характер изменения по площади коэффициента жирности газов нижнемеловых, верхнемеловых — палеоэоценовых и эоценовых отложений сходен. Максимальные концентрации гомологов метана по всем комплексам приурочены к северо-западным районам Крыма и прилегающей акватории Черного моря, соответствующим наиболее опущенной западной части Каркинитско-Северо-Крымского прогиба (рис. 35). По направлению к его склону и восточной центриклинали содержание тяжелых УВ в газовых смесях уменьшается. На фоне общей картины изменения состава газов по площади намечается ряд локальных осложнений, особенно отчетливо выраженных в пределах Тарханкутского полуострова.

В юго-восточной части Равнинного Крыма, на Керченском полуострове и прилегающей акватории Азовского моря (западная центриклиналь Индоло-Кубанского прогиба) намечается еще один район повышенных значений коэффициента жирности газов, меловых и палеогеновых отложений. К северу и северо-западу от него, в сторону центральной и северной частей акватории Азовского моря и прилегающей суши, следует ожидать уменьшения концентрации гомологов метана.

Закономерности распределения коэффициента жирности газов по разрезу и площади подтверждают вывод, сделанный по материалам химико-битуминологических исследований о том, что основным источником генерации УВ является толща нижнего мела в относительно погруженных частях Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов. К этим районам приурочены максимальные концентрации тяжелых УВ, а по мере удаления от них газовые смеси постепенно обогащаются метаном, указывая на направление миграции флюидов.

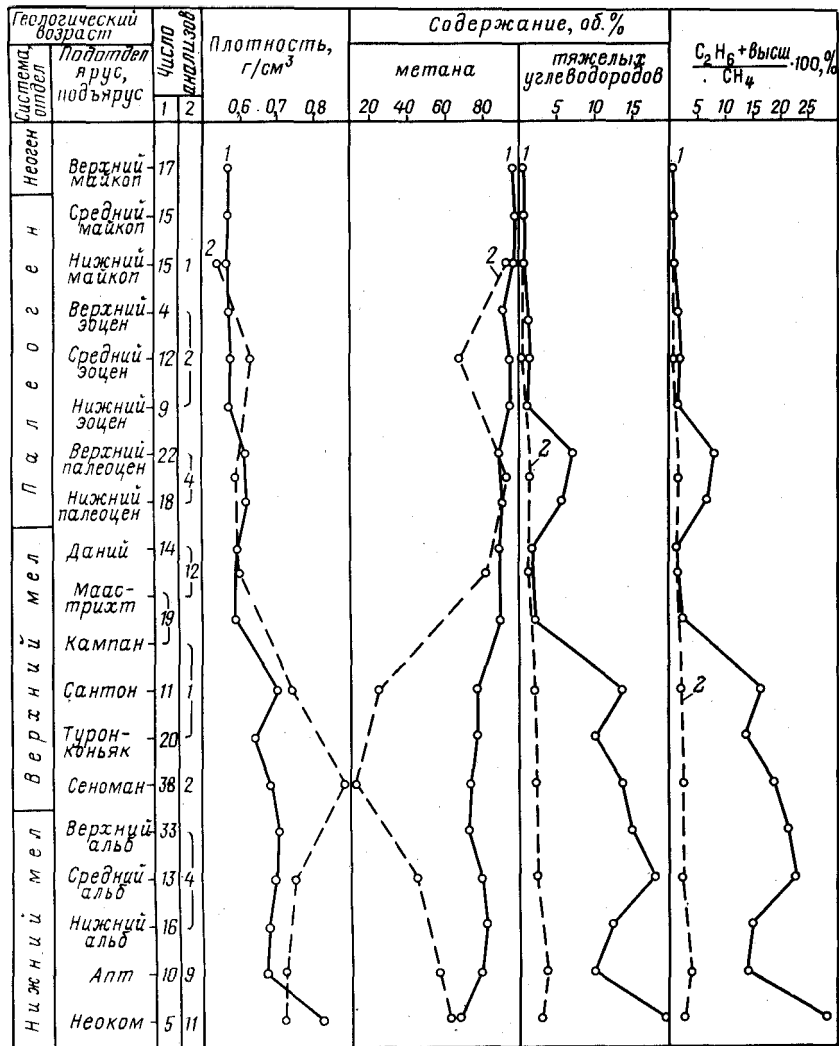
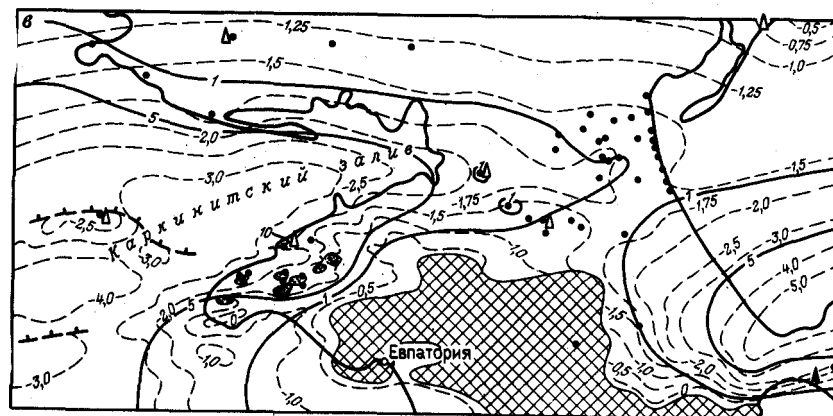
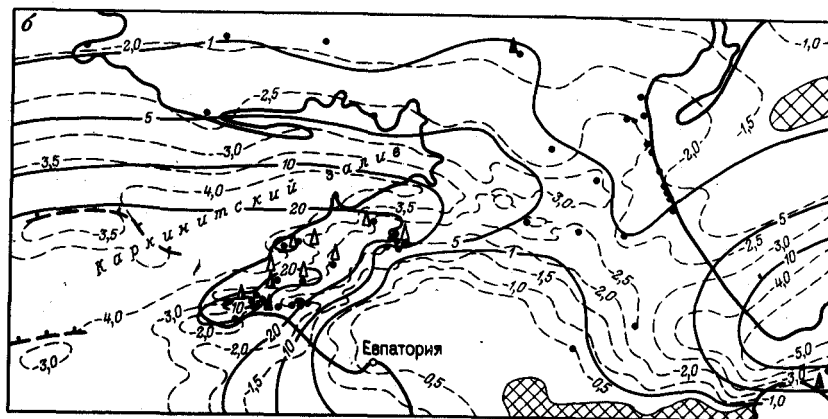
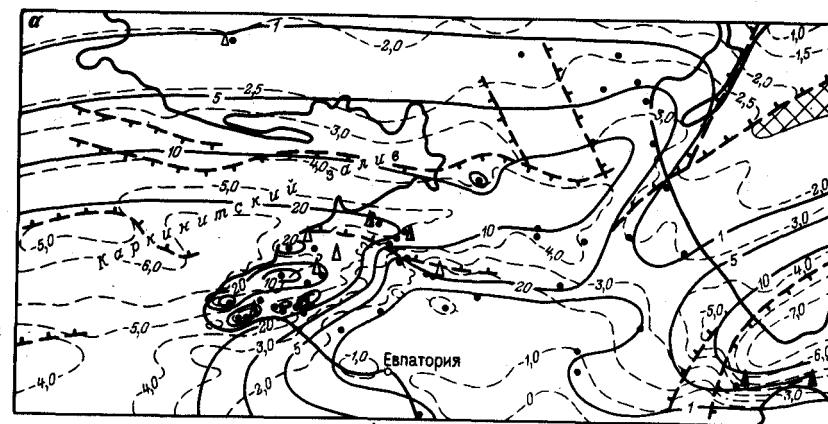


Рис. 34. Изменение некоторых геохимических показателей состава свободных и водорастворенных газов по разрезу меловых и палеогеновых отложений Равнинного Крыма и Присивашья. Составил Б. А. Шестопал

1 — Каркинитско-Северо-Крымский прогиб; 2 — райны неглубокого залегания фундамента

Рис. 35. Схематические карты изменения коэффициента жирности газов нижнемеловых (а), верхнемеловых (б), дат-эоценовых (в) отложений Равнинного Крыма и прилегающих районов. Составили А. Т. Богаец, Б. А. Шестопал

1 — линии равных значений коэффициента жирности газов; 2 — изогипсы (в км) подошвы соответственно нижнемеловых, туронских и дат-палеоценовых отложений; 3 — основные разрывные нарушения и флексуры; 4 — районы установленного (а) и предполагаемого (б) отсутствия соответствующих отложений; 5 — нефтяные (а) и газовые (б) залежи; 6 — нефте- (а), газо- (б) и нефтегазопроявления (в); 7 — скважины, по которым имеются анализы газов



Характер изменения углеводородного состава газов хорошо согласуется с данными по распределению приведенных напоров пластовых вод, относительной упругости и составу водорастворенных газов, позволившим некоторым исследователям [26] прийти к заключению, что формирование залежей нефти и газа Равнинного Крыма происходило за счет миграции углеводородов из центральных частей Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов. Вместе с тем было высказано предположение, что движение флюидов в осадочной толще имеет ступенчато-восходящий характер и направлено из районов с высоким пластовым давлением в зоны пониженных его значений. Полученные в последнее время геохимические данные, подтверждая это предположение, позволяют установить степень проявления вертикальной и горизонтальной составляющих ступенчато-восходящей миграции в разных районах и частях разреза.

В пределах Тарханкутского и Керченского полуостровов и, вероятно, прилегающих акваторий Черного и Азовского морей ведущую роль играет вертикальная миграция флюидов, чему способствуют значительная дислоцированность пород мела и палеогена, преобладание коллекторов порово-трещинного типа, ограниченное развитие в верхней части мелового разреза качественных непроницаемых покрышек, интенсивные проявления пликативной и дизъюнктивной тектоники, а местами диапиризма и грязевого вулканизма. О процессах вертикальной миграции свидетельствуют фиксирующиеся во всех частях разреза высокие значения коэффициента жирности свободных и водорастворенных газов, довольно частые и резко выраженные локальные осложнения общей картины изменения этого коэффициента, а также другие данные. К ним относятся преимущественно сингенетичный характер нефтегазоносности отложений нижнего мела и эпигенетичный верхнего мела, на что указывают большая преобразованность ОВ и сходство битумоида А пород нижнего мела с нефтями, особенности распределения залежей нефти и газа по площади (в частности, приуроченность нефтяных скоплений к зонам интенсивного нефтеобразования), близость фракционного состава нефтей и конденсатов нижне- и верхнемеловых залежей.

О формировании газовых скоплений в палеоценовых ловушках Тарханкутского полуострова за счет вертикальной миграции УВ свидетельствуют сходство газов и конденсатов палеоценовых и нижнемеловых залежей, различия в составе газов близко расположенных месторождений, наличие более жирных газов в самых южных залежах, что трудно объяснить латеральным переносом флюидов из относительно погруженных районов Каркинитско-Северо-Крымского прогиба.

Результаты анализов нефтей и конденсатов также указывают на процессы вертикальной миграции УВ. В пределах Северо-Западного Крыма в целом (рис. 36), а также по отдельным месторождениям и площадям Тарханкутского и Керченского полуостровов (табл. 8) в отложениях верхнего мела и палеогена наблюдается обращенная направленность изменения свойств нефтей по разрезу, т. е. снизу вверх уменьшаются плотность, вязкость, начало кипения, содержание смолистых компонентов и увеличивается количество легких фракций. Такое явление обычно свя-

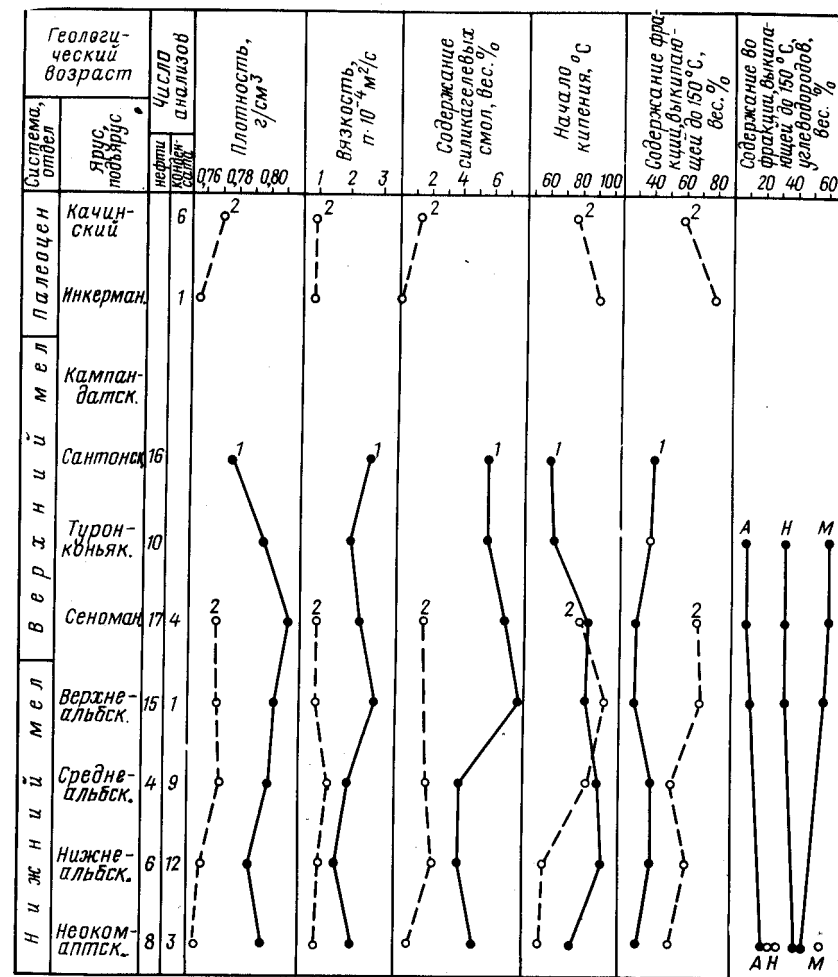


Рис. 36. Изменение некоторых геохимических показателей состава и свойств нефтей (1) и конденсатов (2) по разрезу меловых и палеогеновых отложений северо-западной части Равнинного Крыма. Составил Б. А. Шестопал

А — ароматические, Н — нафтенные, М — метановые

зывается с фракционированием нефтей при вертикальной их миграции вследствие адсорбционно-хроматографических и диффузионных процессов.

В нижней части толщи верхнего мела влияние вертикальной миграции на изменение состава и свойств нефтей менее заметно, а в районах наиболее глубокого залегания этих пород (Карлавская площадь) полностью затухают катагенными изменениями. Особенно сильно процессы катагенеза проявились в отложениях нижнего мела, что обусловило нормальную

Таблица 8

Изменение свойств нефтей по разрезу некоторых месторождений и площадей Северо-Западного Крыма и Керченского полуострова

Геологический возраст продуктивных отложений	Средняя гл ^н бина, м	Число ана- лизов	Плотность ³ , г/см ³	Вязкость, $\eta \cdot 10^{-4}$ МПа/с	Содержание смо ^л , вес. %	Начало ки- пения, °C	Содержание (в вес. %) фракций	
							бензи- новых	кероси- новых
			Октябрьское месторождение					
Сеноманский	1530	5	0,797	1,8	6,9	64	34	81
"	1755	3	0,820	3,3	7,1	93	22	75
Альбский	2265	3	0,803	1,9	3,7	83	38	83
"	2385	5	0,794	1,7	5,6	60	42	84
Апт-неокомский	2680	4	0,787	1,6	1,7	52	44	86
			Серебрянское месторождение					
Сантонский	1685	9	0,765	1,6	3,5	46	46	82
Коньяк-сантонский	1790	6	0,771	1,6	4,0	55	44	81
Альбский	3930	2	0,836	5,9	11,9	119	7	67
"	4390	2	0,815	2,3	4,0	135	2	83
Аптский	4575	1	0,799	2,0	2,0	77	32	75
			Карлавская площадь					
Коньяк-сантонский	2660	1	0,824	1,8	6,0	120	18	77
Туронский	3155	2	0,850	4,0	12,0	121	10	58
"	3330	4	0,830	3,1	7,3	77	36	67
Сеноманский	3740	2	0,792	2,1	3,2	60	40	75
			Владиславовское месторождение					
Верхнемайкапский	580	2	0,800	1,4	—	64	35	60
Среднемайкапский	890	3	0,800	4,4	—	70	23	60
"	1110	2	0,836	5,6	5,4	92	8	64
			Мошкарёвское и Куйбышевское месторождения					
Верхнемайкапский	200	2	0,820	2,4	7,1	52	31	62
Среднемайкапский	710	2	0,833	6,7	8,0	73	19	58
Нижнемайкапский	1400	1	0,836	—	—	67	15	55
Эоценовый	2300	1	0,873	36,4	4,1	220	—	50

направленность изменения свойств нефтей, несмотря на вертикальные перетоки флюидов, о которых свидетельствует, в частности, увеличение вниз по разрезу содержания ароматических УВ в легких фракциях нефтей Октябрьского месторождения (табл. 9).

Сравнение степени преобразованности нефтей, залегающих на разных стратиграфических уровнях, также показывает, что они испытали вертикальное перемещение. Величины коэффициента катагенетического изменения нефти вверх по разрезу верхнего мела увеличиваются, а в отложениях нижнего мела уменьшаются. Отношение содержания нафтеновых УВ к па-

Таблица 9

Изменение плотности и группового состава нефтей по разрезу некоторых месторождений Северо-Западного Крыма и Керченского полуострова

Месторождение	Геологический возраст нефтеносных горизонтов	Средняя глубина, м	Плотность нефтей, г/см ³	Выход (в вес. %) на бензиновую фракцию углеводородов		
				метановых	нафтеновых	ароматических
Серебрянское	Коньяк-сантонский	1790	0,765	60,3	34,5	5,2
Октябрьское	Альбский	2265	0,806	57,7	33,2	9,1
"	"	2410	0,799	55,3	32,5	12,2
"	Неоком-альбский	2730	0,779	42,5	39,4	18,1
Мошкарёвское	Среднемайкапский	800	0,830	46,3	44,6	9,1
"	Нижнемайкапский	1400	0,836	57,6	29,6	12,8
Куйбышевское	Верхнемайкапский	250	0,813	40,8	51,7	7,5
"	Эоценовый	2300	0,873	53,7	33,3	13,0

рафиновым для неоком-аптских нефтей составляет 0,93, а для верхнеальбских – туронских колеблется от 0,59 до 0,56.

Приведенные данные о распределении величин коэффициента жирности газов, несоответствии закономерностей изменения по разрезу углеводородного состава и некоторых физических свойств нефтей, а также характер их катагенетического преобразования свидетельствуют, что в формировании скоплений УВ Северо-Западного Крыма и Керченского полуострова существенную роль сыграла вертикальная миграция флюидов.

В Северо-Восточном Крыму, Присивашье, Северном Причерноморье и, вероятно, в прилегающих акваториях Черного и Азовского морей, значительно удаленных от основных зон генерации УВ, проявления вертикального их перемещения менее заметны. Следы миграции жидких УВ в керне из меловой части разреза здесь крайне редки, содержание водорастворенных газов меловых и палеогеновых отложений значительно меньше, чем в Северо-Западном Крыму [26], а характер дифференциации приведенных напором пластовых вод, как и распределение величин коэффициента жирности газов, указывает на то, что формирование залежей УВ происходило при существенном влиянии латеральной миграции флюидов из основных зон нефтегазообразования. Отсутствие в этих районах промышленных скоплений УВ в верхнемеловых – палеоэоценовых отложениях можно объяснить недостаточной мощностью и качеством покрывающих пород и особенностями ступенчато-восходящей миграции. Значения коэффициента жирности газов меловых и палеоэоценовых образований здесь не превышают обычно 5 – 10, а майкопских 0,5 – 0,7. Последние

величины очень характерны для областей, где происходил дальний латеральный перенос УВ.

Изложенное выше позволяет предположить, что газовые залежи в майкопской толще Северо-Восточного Крыма образовались преимущественно в результате латеральной миграции УВ из Индоло-Кубанского прогиба. Значительные объемы газообразования вполне могли обеспечить формирование промышленных скоплений, а хорошие коллекторские свойства пород и надежные непроницаемые покрышки способствовали дальнейшему латеральному переносу флюидов. Но следует, однако, исключить возможности образования залежей в майкопских и более молодых отложениях за счет газов, генерировавшихся на ранних стадиях катагенеза. Области газообразования в Северо-Восточном Крыму могут являться Джанкойским прогибом и другие относительно погруженные участки.

Основной особенностью площадной зональности нефтегазоаккумуляции в Равнинном Крыму и прилегающих акваториях Черного и Азовского морей, как следствие ступенчато-восходящей миграции УВ, является омоложение возраста продуктивных горизонтов по направлению к приподнятым частям бассейна. Согласно этому принципу в относительно погруженных районах Каркинитско-Северо-Крымского и Индоло-Кубанского прогибов, являющихся основными зонами генерации УВ, нефтегазоносным является весь разрез осадочного чехла, начиная с нижнемеловых и, возможно, более древних отложений. По мере удаления от областей нефтегазообразования скопления УВ смещаются в верхнюю часть разреза и встречаются преимущественно в палеогеновых и неогеновых отложениях.

Омоложение возраста нефтегазоносных горизонтов имеет иногда скачкообразный характер, что связано с вертикальными перетоками УВ из одних горизонтов в другие и сопровождается изменением их фазового состояния. Такие перетоки становятся возможными из-за ухудшения экранирующих свойств и уменьшения мощности глинистых покрышек, особенно в глинисто-карбонатной толще верхнего мела — эоцена.

Другой особенностью площадной зональности нефтегазоаккумуляции в пределах рассматриваемой территории являются приуроченность нефтяных и газовых залежей к районам генерации УВ и преимущественная газоносность окраинных частей бассейна. Это объясняется затрудненными условиями водообмена, в общем низкими фильтрационными свойствами пород, сравнительно более высокой подвижностью газообразных УВ по сравнению с жидкими, что приводит к некоторой разобщенности нефтяных и газовых скоплений. В результате в Северо-Западном Крыму и на Керченском полуострове в меловых и палеогеновых отложениях установлены как нефте-, так и газопроявления и получены промышленные притоки нефти и газа, а в северо-восточных районах Крыма и Северо-Западном Приазовье обнаружены только газовые скопления в майкопских (Джанкойское и Стрелковое месторождения) и миоценовых — плиоценовых отложениях (Приазовский газоносный участок).

Вертикальная зональность размещения залежей УВ контролируется

многими факторами. главным образом условиями их генерации, миграции и аккумуляции. Имеющиеся данные по Равнинному Крыму и прилегающим районам позволяют наметить здесь в разрезе меловых и палеогеновых отложений следующие четыре зоны накопления УВ: верхнюю газовую, нефтяную, газоконденсатную и нижнюю газовую (табл. 10).

К верхней газовой зоне, расположенной на глубинах до 1,5 — 2,5 км, приурочены залежи в палеоценовых и олигоценовых — нижнемиоценовых отложениях Тарханкутского полуострова, прилегающей акватории Черного моря и Северо-Восточного Крыма, а также в олигоценовых — плиоценовых образованиях Керченского полуострова, прилегающей акватории Азовского моря и Северо-Западного Приазовья. Следует отметить, что в Северном Крыму верхняя газовая зона выделяется довольно четко, а на Керченском полуострове она выражена значительно слабее (здесь чаще всего встречаются не чисто газовые, а нефтегазовые залежи), что можно объяснить интенсивными процессами вертикальной миграции УВ в верхней части осадочного чехла вследствие дизъюнктивной тектоники, диапиризма и грязевого вулканизма.

Верхняя газовая зона иногда разделяется сверху вниз на две подзоны с содержанием тяжелых УВ соответственно до 1 % и выше [27]. В Северном Крыму и прилегающих районах к верхней подзоне относятся газовые залежи в майкопских и миоценовых — плиоценовых отложениях (Джанкойская, Стрелковая, Межводненская структуры и Приазовский газоносный участок). Плотность газов изменяется в пределах 0,56 — 0,59 г/см³ содержание метана — 95 — 98 %, тяжелых УВ 0,2 — 0,8 %.

К нижней подзоне приурочены газовые скопления в палеоценовых ловушках Тарханкутского полуострова и прилегающей акватории Черного моря (Глебовская, Задорненская, Краснополянская, Оленевская, Кировская, Черноморская, Карлавская, Голицынская структуры). Плотность газов составляет 0,59 — 0,65 г/см³, концентрации метана 84 — 95 %, а его гомологов 4 — 16 %.

Залежи верхней газовой зоны являются преимущественно эпигенетическими, образовавшимися в результате дальнего латерального переноса и (или) вертикальной миграции УВ из областей генерации, расположенных гипсометрически и (или) стратиграфически ниже. В майкопских отложениях возможно наличие также сингенетических скоплений, формирование которых связано с процессами раннекатагенетического газообразования. Время формирования залежей верхней газовой зоны, определяемое моментом возникновения ловушек, литификации пород-покрышек и возрастом газов, охватывает диапазон от эоцена до миоцена (возможно, плиоцена).

Нефтяная зона прослеживается до глубины около 3,5 км в меловых отложениях Северо-Западного Крыма, начиная примерно с 1,5 км, а в олигоценовых — плиоценовых (возможно, также и в верхнемеловых — эоценовых) образованиях Керченского полуострова — с 0,1 км. В зависимости от газосодержания нефтей (в м³/м³) она может быть подразделена на три подзоны: 1) менее 100, 2) от 100 до 200 и 3) более 200 [27].

Вертикальная зональность нефтегазоаккумуляции в прилегающих

Северный Крым и прилегающие районы				
Геологический возраст отложений	Зона	Подзона	Глубина, км	Температура, °С
Олигоцен – плиоцен	Верхняя газовая	Верхняя	0,2 – 1,0	20 – 50
Палеоцен – эоцен		Нижняя	0,5 – 2,5	30 – 100
Верхний мел	Нефтяная	Средняя и нижняя	1,5 – 3,5	60 – 120
Нижний мел	Газоконденсатная		2,5 – 4,5	100 – 150
	Нижняя газовая		Ниже 4,0 – 4,5	150

К верхней подзоне относятся, вероятно, нефтяные залежи в среднемиоценовых – плиоценовых отложениях Керченского полуострова (Малобабчикское, Белокаменское, Мысовое, Приозерное и др.), которые, как уже указывалось, в большинстве случаев содержат и газовые скопления. Плотность нефтей составляет $0,80 - 0,95 \text{ г/см}^3$, вязкость $(1,2 - 33) \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$, содержание бензиновых фракций 0 – 40 вес. %, керосиновых – 35 – 85 вес. %.

Верхняя нефтяная подзона в Северо-Западном Крыму по имеющимся данным не прослеживается. Небольшие (полупромышленные и непромышленные) скопления жидких углеводородов в сеноманских – сантонских, альбских и неок-аптских отложениях на Серебрянской, Родниковской, Карлавакской, Октябрьской и других структурах следует относить, вероятно, к средней и нижней подзонам. Плотность нефтей изменяется в пределах $0,77 - 0,83 \text{ г/см}^3$, вязкость $(1 - 6) \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$, содержание бензиновых фракций 24 – 60 вес. %, керосиновых – 30,65 вес. %. Высокое газосодержание нефти (до $630 \text{ м}^3/\text{м}^3$) в Октябрьской залежи отмечается в нижней подзоне. Нефть отличается здесь также повышенными концентрациями бензиновых фракций (до 45 – 60 вес. %), что свидетельствует о большей ее преобразованности.

К средней и нижней нефтяным подзонам на Керченском полуострове приурочены, вероятно, скопления жидких УВ в майкопских отложениях на Владиславовской, Мошкарёвской и Куйбышевской структурах. Плотность нефтей составляет $0,77 - 0,86 \text{ г/см}^3$, вязкость $(1,0 - 9,8) \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$, содержание бензиновых фракций 15 – 45 вес. %, керосиновых 20 – 25 вес. %.

осадочных отложениях Равнинного Крыма и районов

Керченский полуостров и прилегающие районы				
Геологический возраст отложений	Зона	Подзона	Глубина, км	Температура, °С
Средний миоцен-плиоцен	Верхняя газовая	Верхняя и нижняя подзоны	0,1 – 2,5	10 – 100
Олигоцен – нижний миоцен		Верхняя подзона	0,1 – 1,0	10 – 50
Верхний мел – эоцен	Нефтяная	Средняя и нижняя подзоны	0,5 – 3,5	30 – 120
Нижний мел		Газоконденсатная	2,5 – 4,5	100 – 150
	Нижняя газовая		Ниже 4,0 – 4,5	100 – 150

Газоконденсатная зона, расположенная в интервале глубин около 2,5 – 4,5 км, включает Западно-Октябрьскую залежь в аптских – нижнеальбских отложениях Северо-Западного Крыма. Плотность конденсата изменяется в пределах $0,75 - 0,78 \text{ г/см}^3$. Он содержит около 77 – 84 % метана и 16 – 30 % его гомологов. Количество конденсата составляет $615 \text{ см}^3/\text{см}^3$.

В Северо-Западном Крыму и прилегающей акватории Черного моря газоконденсатные залежи следует ожидать преимущественно в нижнемеловых, а также в нижней части верхнемеловых отложений в районах их глубинного залегания. На Керченском полуострове газоконденсатная зона охватывает, вероятно, и палеогеновые отложения, о чем свидетельствуют притоки газа с конденсатом из пород олигоценового – верхнеэоценового возраста на Фонтановской и Южно-Сивашской площадях.

Нижняя газовая зона расположена, вероятно, на глубинах, превышающих 4,0 – 4,5 км. Промышленных газовых скоплений здесь еще не обнаружено, а зафиксированы лишь отдельные газопроявления и притоки. Плотность газов составляет $0,62 - 0,69 \text{ г/см}^3$, концентрация метана – 75 – 92 %, а тяжелых углеводородов – 5 – 15 %. По мере погружения в газовых смесях следует ожидать увеличения содержания метана и уменьшения роли его гомологов.

В отличие от верхней нижняя газовая зона является преимущественно сингенетической. Залежи в ней могли образоваться как за счет процессов газогенерации, значительно усиливающихся с глубиной, так и за счет разрушения более "древних" нефтяных и газоконденсатных скоплений под воздействием термобарических факторов.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Особенности изменения коэффициента жирности свободных и водорастворенных газов по разрезу и площади, обращенная направленность изменения свойств нефтей и характер их катагенеза по разрезу мела и палеогена подтверждают мнение о ступенчато-восходящем характере миграции флюидов в осадочной толще.

2. Степень проявления вертикальной и горизонтальной составляющих такой миграции в разных районах и частях разреза неодинакова. В пределах Тарханкутского и Керченского полуостровов и, вероятно, прилегающих акваторий Черного и Азовского морей ведущую роль играет вертикальная, а в Северо-Восточном Крыму, Присивашье, северных частях акваторий Черного и Азовского морей и прилегающих районах суши — латеральная миграция.

3. Основные области генерации УВ, в которых преобладает вертикальная миграция флюидов, характеризуются нефтегазоносностью всего разреза осадочной толщи. Здесь в разрезе меловых — неогеновых отложений прослеживается обычно полная зональность нефтегазонакопления и намечаются верхняя газовая, нефтяная, газоконденсатная и нижняя газовая зоны. По мере удаления от основных областей генерации вследствие ступенчато-восходящего характера миграции флюидов отмечаются омоложение продуктивных горизонтов и преобладание газовых скоплений.

ИТОГИ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Планомерные геологические исследования нефтегазопроисхождения в пределах юга СССР начаты в 1924 г. На первом этапе работы проводились на Керченском полуострове, где к тому времени уже была доказана нефтегазоносность неогеновых отложений, а затем и в других районах Крыма, Приазовья и Причерноморья.

До Великой Отечественной войны бурение производилось лишь на Керченском полуострове и в Северо-Западном Приазовье, в результате чего открыты залежи нефти в среднемайкопских отложениях Мошкаревской структуры и газа в породах сарматского возраста Приазовской площади.

В первое послевоенное десятилетие поисково-разведочное бурение концентрировалось в тех же районах. На Керченском полуострове разведывались небольшие нефтяные и газовые залежи в неогеновых (Мысовая, Белокаменская структуры) и майкопских (Владиславовская площадь) отложениях. В Северо-Западном Приазовье изучались в основном породы палеогенового и мелового возраста.

Начиная с 1954 г. фронт работ перемещается в Равнинный Крым. На ранних этапах (VI — VII пятилетки) главными объектами бурения являлись здесь майкопские и палеоценовые, в меньшей мере меловые отложения. В результате их разбуривания были открыты Оленевское, Карлаевское, Глебовское, Краснополянское, Задорненское, Джанкойское, Стрелковое газовые и Октябрьское нефтяное месторождения. В Северном Причерноморье в это время осуществлялось только параметрическое бурение.

Примерно с 1964 г. в связи с недостаточным фондом палеогеновых структур стало возрастать значение глубокозалегающих меловых горизонтов. Параллельно с этим увеличивались объемы сейсморазведочных работ в пределах акваторий Черного и Азовского морей, которые позволили выявить здесь ряд перспективных структур (Голицына, Гамбурцева, Обручева и др.). Из-за слабой изученности нижнемелового структурного этажа в Северном Крыму буровые работы длительное время не давали желательных результатов. В течение 1965 — 1976 гг. открыто всего четыре небольших месторождения нефти и газа, из которых только одно Западно-Октябрьское газоконденсатное месторождение, приуроченное к альбским отложениям, оказалось промышленным [26].

В 1971 г. заложена первая скважина в северо-западной части Черноморского шельфа на поднятии Голицына, а в 1973 г. — в пределах аквато-

рии Азовского моря на Стрелковой структуре. Последняя подтвердила промышленную газоносность майкопских отложений. В 1974 г. открыты значительные залежи газа в породах майкопского и палеоценового возраста на поднятии Голицына.

Начало десятой пятилетки ознаменовалось выявлением газоконденсатных залежей в толще майкопских отложений Керченского полуострова (Фонтановская и Южно-Сивашская площади) и получением промышленного притока газа с конденсатом из базальных слоев нижнего мела на Татьяновской структуре в Северном Крыму.

Успешным оказалось продолжение нефтегазопроисковых работ на акваториях Азовского и Черного морей. В пределах первой открыты газовые залежи в майкопских и неогеновых отложениях соответственно на Морской и Северо-Керченской структурах. На черноморском шельфе получен промышленный приток газа из пород майкопского возраста на поднятии Шмидта.

В результате выполненных геолого-геофизических работ в Южно-Украинском регионе изучены основные черты строения осадочного чехла примерно на глубину 3 — 4 км, местами 5 — 7 км. Выяснено, что главные структурные элементы Равнинного Крыма, Причерноморья и Приазовья находят свое продолжение и на прилегающих акваториях.

В Западном Причерноморье, где проводились работы преимущественно регионального характера, очерчены границы Предобруджского прогиба. Установлено, что кроме юрских отложений он выполнен мощной толщей триасовых, палеозойских и верхнепротерозойских пород, характеризующихся сложным складчато-блоковым строением. Намечены структурные элементы второго порядка, выявлены локальные поднятия и зоны возможного развития неантиклинальных ловушек (в частности, биогермных тел) в отложениях юрского и палеозойского возраста и получены прямые доказательства нефтегазоносности этих комплексов. Однако существенная часть запланированных региональных геолого-геофизических работ осталась пока не выполненной, что не позволяет считать этот этап законченным, а изученность района достаточной для развития поисковых работ.

На северо-западном шельфе Черного моря освещено строение неогеновых, палеогеновых и частично меловых отложений, получена также некоторая информация о строении триас-юрского и палеозойского комплексов, а на отдельных участках — первые сведения о литологическом составе и возрасте пород фундамента. Между Крымом и дельтой р. Дунай установлены крупные положительные структурные элементы — Каламитское и Килийско-Змеиное поднятия, отделяющие Предобруджский и Каркинитско-Северо-Крымский прогибы от Черноморской впадины и характеризующиеся сокращенным разрезом осадочного чехла. В неогеновом, майкопском, эоценовом — верхнемеловом, местами нижнемеловом структурных этажах выявлено более 30 локальных поднятий, 12 из которых подготовлены к поисковому бурению. На склонах Килийско-Змеиногo поднятия сейсмическими работами намечены зоны выклинивания отдельных горизонтов в мезозойско-кайнозойской части разреза. Несмотря на то что бурением охвачены пока только три структуры (Голи-

цына, Шмидта и Сельского), уже доказана промышленная газоносность палеоценовых и майкопских отложений.

В пределах Равнинного Крыма и Северного Причерноморья выяснены основные особенности строения неогеновых, палеогеновых и верхнемеловых отложений. В последние годы продолжалось изучение нижнемеловой части осадочного чехла и ее соотношения с подстилающими и перекрывающими толщами пород. Получены материалы, указывающие на несоответствие структурных планов нижнемеловых и верхнемеловых отложений, а также на значительные отличия в строении отдельных горизонтов внутри нижнемелового структурного этажа. Выявлен ряд перспективных локальных поднятий, многие из которых уже опробованы. В результате установлена нефтегазоносность неокон-нижнеаптских, средне-, верхнеальбских, сеноманских, коньяк-сантонских, маастрихтских, палеоценовых и майкопских отложений. Намечены зоны возможного развития ловушек неантиклинального типа. В частности, в Прикаркинитской полосе Северо-Западного Крыма установлена зона сокращения мощностей нижнего мела и выклинивания отдельных его горизонтов вверх по восстанию пород в сторону акватории. Она представляет большой практический интерес, так как здесь развиты терригенные коллекторы с гораздо лучшими емкостными и фильтрационными свойствами, чем в районах, расположенных южнее.

Однако сложное строение наиболее перспективного нижнемелового нефтегазоносного комплекса, его фациальная изменчивость, недостаток данных о скоростной характеристике разреза в разных тектонических зонах осложняют интерпретацию материалов сейсморазведки и снижают степень их достоверности, что затрудняет проведение нефтегазопроисковых работ.

На акватории Азовского моря геофизическими исследованиями изучен разрез на глубину до 3, реже 4 км. При этом в северной и центральной частях акватории, где поверхность складчатого основания залегает на сравнительно небольших глубинах, освещено строение всего платформенного чехла (по меловые отложения включительно), в то время как на юге, в Индоло-Кубанском прогибе удалось пока изучить строение лишь неогеновых, местами (северный борт прогиба) верхней части палеогеновых отложений. Всего в пределах Азовского моря выявлено около 20 локальных поднятий, большая часть которых подготовлена к поисковому бурению, а на пяти пробурены глубокие скважины. В результате работ на морском участке Стрелковой структуры доразведаны газовые залежи в майкопских отложениях, ранее установленные на Арабатской стрелке. Кроме того, выявлены залежи газа в песчаниках майкопской серии на Морской площади и в чокракских породах на Северо-Керченском поднятии.

Скважиной, пробуренной на Электроразведочной структуре в присводовой части Среднеазовского мегавала, вскрыт резко сокращенный разрез осадочного чехла в составе четвертичных, неогеновых и олигоценовых пород, залегающих непосредственно на сильнодислоцированных образованиях триаса. Выяснилось также, что именно к поверхности этих образова-

ний приурочен опорный сейсмогоризонт, ранее связывавшийся с кровлей верхнего мела. Выпадение из разреза приподнятых участков мегавала меловых, палеоценовых и эоценовых отложений и трансгрессивное перекрытие преимущественно глинистыми майкопскими образованиями разновозрастных пород, вплоть до триасовых, позволяет рассчитывать на выявление стратиграфически экранированных ловушек в зонах выклиниваний.

В пределах керченско-таманского шельфа Черного моря сейсмическими работами намечен ряд локальных складок, выраженных в отложениях неогена и олигоцена. Многие из них имеют диапировый и крипто-диапировый характер. Они располагаются кулисообразно и находятся на продолжении зон складок, закартированных на Таманском полуострове. Следует отметить, что геологический разрез этой части черноморского шельфа освещен на небольшую глубину (2 – 3 км), а полученный материал зачастую невысокого качества.

На Керченском полуострове выполнен большой объем геолого-геофизических работ, в результате которых выяснены важнейшие черты строения неогеновых и олигоценовых отложений, а на отдельных участках (локальных поднятиях) изучены разрез и нефтегазоносность более древних образований вплоть до верхнеюрских включительно. Установлена промышленная нефтегазоносность пород средне-, раннемайкопского и позднеэоценового возраста.

С целью изучения глубинного строения наряду с площадными сейсмическими исследованиями МОВ, РНП, а в последние годы СОГТ и поисково-разведочным бурением в девятой пятилетке начала создаваться сеть параметрических скважин и профилей КМПВ. Сейчас со значительной степенью достоверности установлен наложенный характер олигоценового Индоло-Кубанского прогиба, перекрывающего разнородные структурные элементы Скифской плиты и восточного погружения мегантиклинория Горного Крыма. Граница между последними устанавливается по изменению характера разрезов в Тамбовских и Шубинской скважинах и трассируется далее к востоку через центральную часть полуострова до г. Керчь. Выявлен весьма сложный характер гипсометрии поверхности основания Индоло-Кубанского прогиба. Здесь наряду с интенсивно погруженными участками имеются районы со значительно сокращенными мощностями майкопской серии (Горностаевская и Булганакская площади).

Принципиальное значение имеют также результаты изучения распределения песчано-алевритовых пород в низах майкопской серии центральной части Керченского полуострова. Здесь впервые обнаружены промышленные скопления углеводородов, приуроченные к зоне выклинивания песчанников и периферийным частям антиклинальных складок. Анализ геолого-геофизических материалов показал, что подобные неантиклинальные ловушки на Керченском полуострове широко развиты и являются важным объектом для поисков залежей углеводородов.

На юге полуострова, в пределах Мошкаревской структуры, под аптскими отложениями вскрыта мощная толща неокомских и верхнеюрских пород в терригенных, карбонатных и флишиоидных фациях. Они содержат

органогенно-обломочные известняки, образовавшиеся в предрифовых условиях. Это позволяет прогнозировать здесь развитие биостромов или рифов позднеюрско-берриасового возраста.

Таким образом, основными итогами нефтегазопроисковых и разведочных работ в пределах юга УССР и прилегающих акваторий являются:

- установление промышленной газоносности майкопских и эоценовых отложений на Керченском полуострове и пород мелового, палеоценового и олигоценового возраста в северных районах Равнинного Крыма и нефтеносности палеозойского комплекса в Западном Причерноморье;

- выявление более 50 локальных поднятий в акваториях Черного и Азовского морей и открытие промышленных залежей газа в майкопских и палеоценовых отложениях на первых введенных в поисковое бурение морских площадях;

- обнаружение с помощью усовершенствованных сейсморазведочных методик промышленных залежей газа в зонах выклинивания коллекторов в майкопской – верхнеэоценовой части осадочного чехла Керченского полуострова;

- установление биогермных фаций в толщах силурийских – нижнедевонских отложений Западного Причерноморья и о-ва Змеинового, а также в разрезе верхнеюрских пород юга Керченского полуострова и Преддубудья, что позволяет ставить вопрос о поисках в этих районах рифовых тел;

- выявление благоприятных условий для развития неантиклинальных ловушек в толщах меловых и палеогеновых пород на Керченском полуострове, в центральной полосе Азовского моря и северо-западной части Крыма.

Несмотря на определенные успехи нефтегазопроисковых и разведочных работ в рассматриваемом регионе, в целом они характеризуются низкой экономической эффективностью. Особенно это касается работ на суше, что обусловлено рядом объективных и субъективных причин. Важнейшими из них являются следующие:

- сложность геологического строения и глубокое залегание основных перспективных комплексов, а вследствие этого слабая их изученность на Керченском полуострове, в Северном Крыму и Западном Причерноморье;

- неблагоприятные сейсмогеологические условия, затрудняющие однозначную геологическую интерпретацию геофизических данных, особенно по глубокозалегающим горизонтам, что обуславливает низкую степень достоверности структурных карт. Указанной причиной в значительной мере можно объяснить тот факт, что в северо-западной части Равнинного Крыма из общего числа скважин, пробуренных на нижнемеловые горизонты в девятой и десятой пятилетках, около 40 % оказались в неоптимальных структурных условиях, в том числе треть из них не вскрыла проектные горизонты на глубинах, рекомендованных сейсморазведкой. Несмотря на применение более совершенной методики сейсморазведки (многократные перекрытия, обработка материалов на ЭВМ), эффективность сейсмических работ в Северном Крыму и на Керченском полуострове остается еще недостаточно высокой. Далеко не всегда удается добиться

однозначности интерпретации. В ряде случаев и сейчас трудно определить, каково же истинное строение той или иной площади (Татьяновской, Ильинской, Рылеевской, Серебрянской, Бакальской, Карлавской, Горностаевской и др.);

– значительное отставание на суше геофизических работ от глубокого бурения и связанный с этим постоянный недостаток подготовленных структур и ввод их в бурение зачастую на основании предварительных построений (схем). Так, за девятую и четыре года десятой пятилеток геофизическими методами было выявлено здесь 56 структур, подготовлено к глубокому бурению – 27. За этот же период введено в глубокое бурение 44 площади, выведено – 38;

– отсутствие в толще меловых пород выдержанных по площади и разрезу пород-коллекторов с высокими емкостными и фильтрационными свойствами и неразработанность методики диагностики продуктивных пластов в трещинных карбонатных и вулканокластических коллекторах по промыслово-геофизическим данным.

ОСНОВНЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ЗОНЫ ВОЗМОЖНОГО НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Площадь перспективных на нефть и газ земель в пределах юга СССР и прилегающих акваторий составляет около 180 тыс. км². Нефтегазоносна здесь большая часть разреза осадочного чехла. Однако степень перспективности отдельных толщ неодинакова.

Развитые в Западном Причерноморье умеренно дислоцированные и слабо измененные песчано-глинистые образования позднепротерозойского и раннекембрийского возраста мощностью до 1500 м изучены недостаточно. Имеющиеся данные указывают на низкое содержание в них органического углерода и битумоидов. Среди последних заведомо аллохтонных разностей не обнаружено. В составе сингенетичных битумоидов кислые компоненты преобладают над нейтральными. Песчано-алевритовые породы представлены преимущественно непроницаемыми разностями, характеризующимися очень низкими (пористость ~1%) емкостными свойствами. Нефтегазопроявления при проходке рассматриваемых отложений не отмечались. Все это позволяет исключить их из числа толщ, перспективных на нефть и газ.

Комплекс силурийских – нижнекаменноугольных отложений Западного Причерноморья в общем может быть отнесен к категории нефтепроизводящих. Об этом свидетельствуют повышенные концентрации и нейтральный состав органического вещества, преимущественно восстановительная обстановка его накопления и преобразования и значительное содержание битумоидов (причем как сингенетичных, так и эпигенетичных) почти во всех литологических разностях пород.

Перспективность этих отложений доказана притоками нефти с дебитами до 3 т/сут из ряда интервалов средне-, верхнедевонской части разреза на Саратовской площади и нефтепроявлениями на Белолесской структуре.

Рассматриваемый комплекс характеризуется благоприятным сочетанием коллекторов и покрышек (см. рис. 25). Первые из них преобладают в силурийской и среднедевонской – визейской частях разреза, сложенных в основном карбонатными породами, которые представляют собой коллекторы трещинного и каверно-трещинного типов. В преимущественно глинистых (экранирующих) образованиях нижнего девона и верхней части нижнего карбона встречаются прослой и пачки песчано-алевритовых пород – гранулярных коллекторов. В качестве зональных и локальных покрышек можно рассматривать также отдельные пачки среди карбонатных пород среднедевонского – нижнекаменноугольного возраста, обогащенные сульфатными и глинистыми образованиями.

На Лиманской площади и о-ве Змеином нижнедевонские отложения, как и силурийские, представлены преимущественно известняками и мергелями, среди которых прослеживаются биогермные образования. Это позволяет предполагать возможное развитие рифовых массивов в отдельных частях Лиманской и Килийско-Змеиной зон поднятий

Ловушки антиклинального типа в толще силурийских – нижнекаменноугольных отложений развиты во всех тектонических зонах Придобруджской краевой системы.

Преимущественно континентальные образования пермо-триасового возраста могут рассматриваться как эпигенетично нефтегазоносные [12, 45]. Этот вывод подкрепляется интенсивными газопроявлениями, зафиксированными при проходке этих пород в нескольких пунктах юга междуречья Прут – Днестр (села Алуат, Манта и др.), и обнаружением промышленных скоплений углеводородов в Румынии и Болгарии. В последние годы в восточной части Преддобруджского прогиба установлена мощная толща средне-верхнетриасовых отложений морского происхождения, что повышает перспективы комплекса в целом, причем не только в Западном Причерноморье, но и в прилегающей полосе акватории (Крыловская депрессия и Килийско-Змеиное поднятие).

В Крыму, на акватории Азовского моря и, вероятно, в прилегающих районах черноморского шельфа образования пермского и триасового возраста сильно дислоцированы и входят в состав фундамента. Это существенно снижает их перспективы. В некоторых тектонических зонах, где рассматриваемые породы перекрыты глинистыми образованиями нижнемелового или более молодого возраста, нефтегазоносными могут оказаться верхи толщи вместе с базальными слоями осадочного чехла, как это наблюдается на Октябрьской структуре Тарханкутского полуострова [82].

Подобные условия перекрытия дислоцированных пород триаса прогнозируются и в некоторых других районах. Так, на отдельных участках Каламитского поднятия под альбскими глинами и мергелями могут быть встречены трещиноватые известняки, аналогичные вскрытым в окрестностях г. Евпатория. В наиболее приподнятой части Среднеазовского мегавала терригенные породы складчатого основания могут экранироваться майкопскими глинами.

Юрский комплекс пород Западного Причерноморья изучен достаточно

хорошо. Перспективным по всем критериям нефтегазоносности он является только в центральной зоне Преддубруджского прогиба, где и были зафиксированы в процессе бурения многочисленные нефтегазопроявления [11, 49]. Среднеюрская часть разреза характеризуется здесь благоприятными геохимическими показателями генерации углеводородов, в связи с чем относится к категории нефтепроизводящих толщ [49].

Перспективы этого комплекса на северо-западном шельфе Черного моря не ясны. Некоторые исследователи склонны оценивать их высоко. Однако фактических данных для такого заключения пока нет.

Значительные перспективы нефтегазоносности можно связывать с толщей верхнеюрских терригенно-карбонатных отложений юго-восточной части Крымского полуострова. Судя по данным бурения на Тамбовской, Планерской и Мошкаревской площадях, они содержат неплохие коллекторы и характеризуются благоприятными гидрогеологическими условиями. При вскрытии этих пород фиксировались многочисленные, подчас интенсивные нефтегазопроявления (вплоть до выбросов горючего газа).

Регионально нефтегазоносные нижнемеловые отложения рассматривая как один из основных объектов поисков залежей углеводородов в пределах юга СССР и прилегающих акваторий, так как их продуктивность уже доказана бурением в Равнинном Крыму и Северо-Западном Предкавказье [9, 26]

Этот комплекс, сложенный мощной толщей песчано-глинистых и вулканокластических пород, характеризуется положительными геохимическими показателями, благоприятным сочетанием коллекторов и покрывшей, часто высоким газонасыщением пластовых вод и преимущественно углеводородным составом водорастворенных газов.

Анализ геолого-геохимических и термодинамических условий накопления и преобразования органического вещества позволяет рассматривать нижнемеловые отложения юга СССР как сингенетично нефтегазоносные и связывать с ними основные объемы генерации углеводородов. Смешанный сапропелево-гумусовый состав органического вещества, быстрое погружение накапливавшихся осадков и жесткий термобарический режим недр обусловили сравнительно малоинтенсивную эмиграцию нефтяных углеводородов и образование преимущественно газовых.

Лучшими и наиболее выдержанными по площади коллекторами в толще нижнемеловых пород юга СССР являются песчаники и алевролиты, залегающие в основании разреза (базальные слои) и нижней части верхнего альба. В ряде районов удовлетворительными емкостными и фильтрационными свойствами обладают песчано-алевритовые образования нижнеальбского возраста, а также туфы и туффиты, приуроченные к разным частям разреза альбского яруса.

Главными субрегиональными покрывками рассматриваемого комплекса являются глинистые образования среднеальбского и верхней части верхнеальбского подъярусов. Несколько уже распространена верхнеаптская глинистая покрывка.

Гидрогеологические показатели в северо-западной и юго-восточной частях Крыма и, вероятно, прилегающих районах акватории показывают, что нижнемеловые отложения обладают высокой степенью гидрогеологической закрытости, следовательно, благоприятными условиями для сохранения залежей нефти и газа. Здесь же отмечаются повышенное газонасыщение вод и максимальная концентрация тяжелых углеводородов в свободных и водорастворенных газах. Это наряду с характером изменения приведенных напоров пластовых вод [26], распространением пород-коллекторов и другими геологическими критериями [12, 29] позволяет связывать основные перспективы комплекса с Каркинитско-Северо-Крымским прогибом и прилегающими зонами Каламитского и Килийско-Змеиногорского поднятий, южным склоном и западным погружением Среднеазовского мегаблока, северным бортом Индоло-Кубанского прогиба и восточным погружением Горного Крыма.

Одной из основных причин низкой эффективности нефтегазопроисковых и разведочных работ на нижнемеловые отложения в пределах Каркинитско-Северо-Крымского прогиба в десятой пятилетке явились очень низкие емкостные и фильтрационные свойства терригенных и вулканокластических пород в районах глубокого их залегания (более 4 – 4,5 км), где как раз и были сосредоточены основные объемы поискового бурения, давшего отрицательные результаты. Комплексный анализ условий нефтегазоносности Северо-Западного Крыма указывает на более высокую перспективность нижнемелового комплекса в зонах сравнительно неглубокого его залегания, в частности в южной полосе Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, непосредственно прилегающей к Новоселовскому и Каламитскому поднятиям. Развитые здесь в толще нижнемеловых отложений песчано-алевритовые и вулканокластические породы представляют собой коллекторы порового и трещинно-порового типов II – V классов. Эта зона характеризуется благоприятными тектоническими, термобарическими и гидродинамическими условиями. В западной ее части уже выявлены залежи нефти и газа с конденсатом на Октябрьской и Западно-Октябрьской структурах. Далее на восток прослеживается ряд перспективных локальных поднятий (Клепининское, Воронковское и др.) и прогнозируется широкое развитие тектонически экранированных ловушек.

Большого внимания заслуживает также полоса шельфа, прилегающая с юга к Тарханкутскому полуострову. В связи с близостью ее к одному из основных источников терригенного материала [29] разрез нижнего мела характеризуется здесь повышенным количеством алевроито-песчаных пород. Судя по прилегающим районам суши, эти породы обладают хорошими коллекторскими свойствами (см. рис. 28 и 29). К тому же в указанной тектонической зоне ожидаются благоприятные гидродинамические условия [26]. Следовательно, выявленные здесь локальные поднятия (Тарханкутское, Карбышева, Ильичевское) представляют большой интерес для поисков залежей углеводородов в толще нижнемеловых отложений.

Третьим районом повышенных перспектив нефтегазоносности рассматриваемого комплекса является самая северная полоса Северо-Западного Крыма, расположенная уже в пределах Восточно-Европейской платформы и представляющая собой северный борт Каркинитско-Северо-Крымского прогиба. Нижнемеловые отложения испытали здесь менее интенсивные тектонические движения и тепловое воздействие, в связи с чем претерпели значительно меньшие вторичные преобразования. По этой причине их коллекторские свойства гораздо лучше, чем в условиях аналогичных глубин на южном борту прогиба. Меньшая дислоцированность пород сказалась, очевидно, положительно и на экранирующих свойствах меловых покрышек. Кроме того, на северном борту прогиба ожидаются более спокойные условия залегания перспективных комплексов и, следовательно, меньшая нарушенность локальных структур. Все это должно было способствовать аккумуляции углеводородов.

С таких позиций значительного внимания заслуживают также северная часть Каркинитского залива и прилегающие к ней районы суши. К тому же из-за небольших глубин моря в этой полосе шельфа гораздо легче осуществить бурение со стационарных металлических оснований.

Проводившиеся до сих пор в Равнинном Крыму и Причерноморье нефтегазопромысловые работы на нижнемеловые отложения ориентировались в основном на ловушки антиклинального типа. Не менее широко развитые здесь литологически, стратиграфически и особенно тектонически экранированные ловушки практически не изучались. Многие из них могли аккумулировать углеводороды и тем самым препятствовать их дальнейшему продвижению в сводовые части антиклинальных складок, обуславливая небольшие размеры приуроченных к ним залежей нефти и газа или даже их отсутствие.

Примером, указывающим на реальность такого предположения, является Западно-Октябрьское газоконденсатное месторождение, где залежи приурочены к опущенным северо-западному и центральному блокам, а наиболее приподнятая юго-восточная часть структуры лишена углеводородов.

Поиски залежей углеводородов, приуроченных к неантиклинальным ловушкам, связаны с большими трудностями, поэтому их следует начинать с районов сравнительно неглубокого залегания нижнемеловых отложений, тем более, что там ожидаются лучшие коллекторские свойства пород и условия для сохранения залежей нефти и газа. В качестве первоочередных объектов рассматриваются тектонически экранированные ловушки, намеченные сейсморазведкой севернее и северо-восточнее Октябрьской структуры.

Определенные перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений связываются нами, как и некоторыми другими исследователями [12, 32], с южной и центральной частями акватории Азовского моря, особенно с полосой, соответствующей северному борту Индоло-Кубанского прогиба, прилегающему склону и погружениям Среднеазовского мегавала. Близкое расположение источников сноса обломочного материала позволяет рассчитывать на широкое развитие здесь песчано-алевритовых пород

в разрезе нижнего мела, а характер развития бассейна – на благоприятное сочетание коллекторов и покрышек. Судя по результатам бурения, в Северо-Западном Предкавказье и Крыму эта зона характеризуется благоприятными гидродинамическими условиями для формирования залежей углеводородов. Кроме локальных поднятий значительный интерес для поисковых работ здесь будут представлять ловушки стратиграфически и литологически экранированного типов. О возможном их развитии свидетельствуют выклинивание пород нижнего мела в сторону наиболее приподнятой части мегавала и повсеместное распространение майкопских глин.

Несомненно перспективным в отношении нефтегазоносности нижнемеловых отложений является также район Керченского полуострова. Основанием для такого вывода наряду с благоприятными геолого-геохимическими и гидрогеологическими условиями служат многочисленные нефтегазопромыслы, зафиксированные в процессе бурения на Мошкаревской, Куйбышевской, Тамбовской и Марьевской площадях и наличие грязевых вулканов, корни которых достигают этого комплекса.

Карбонатные и глинисто-карбонатные образования верхнемелового и палеоценового возраста являются эпигенетично нефтегазоносными. Концентрация органического вещества в них не превышает 0,4 %. Сингенетичный битумоид имеет окисленный состав. Отмечаются многочисленные проявления миграционных битумоидов, приуроченных чаще всего к трещинам.

Большая часть этой толщи пород представляет собой порово-трещинные и порово-каверно-трещинные коллекторы обычно с низкими емкостными, но достаточно хорошими фильтрационными свойствами. Однако покрышки развиты повсеместно и их качество невысокое. В связи с этим основные перспективы комплекса связаны с его верхней, палеоценовой частью, надежно экранированной нижнеэоценовой субрегиональной глинистой покрышкой. О промышленной газоносности палеоценовых пород свидетельствуют газовые и газоконденсатные залежи, открытые на Тарханкутском полуострове [26] и северо-западном шельфе Черного моря.

Плохие экранирующие свойства верхнемеловых покрышек препятствовали накоплению углеводородов и в значительной мере обусловили ограниченные запасы залежей нефти и газа, выявленных в сеноманской, коньяк-сантонской и маастрихтской частях разреза на Октябрьской, Карлавакской, Серебрянской, Бакальской и некоторых других структурах. Представляется, что благоприятное сочетание коллекторов и покрышек в толще верхнемеловых отложений Равнинного Крыма, Причерноморья и прилегающих районов акватории Черного моря является скорее исключением, чем правилом. Это не позволяет рассчитывать на открытие в них значительных скоплений углеводородов, которые обеспечили бы достаточно высокую эффективность поисково-разведочных работ.

В пределах Керченского полуострова увеличивается глинистость верхнемеловых карбонатных пород, что несколько улучшает их экранирующие, но ухудшает емкостные и фильтрационные свойства, обусловли-

вая локальный характер развития удовлетворительных коллекторов. Возможно из-за этого до сих пор здесь не обнаружены промышленные скопления углеводородов, несмотря на многочисленные нефтегазопоявления на ряде структур [26]. Правда, в северной части Таманского полуострова, на Фонталовской площади, получен промышленный приток газа из верхнемеловых отложений, что несколько увеличивает перспективы комплекса и на северо-востоке Керченского полуострова (Булгановско-Фонталовская зона складок).

В отдельных районах акватории Азовского моря (западное погружение и склоны Среднеазовского мегавала) в разрезе верхнего мела наряду с известняками и мергелями предполагается широкое развитие песчано-алевритовых пород, а следовательно, и хороших гранулярных коллекторов [32]. Однако наличие в этой толще надежных покрышек маловероятно.

Перспективы нефтегазоносности палеоценовых пород связаны в основном с акваториями, особенно с северо-западным шельфом Черного моря. В пределах суши возможности этих отложений исчерпаны, за исключением некоторых районов Керченского полуострова и отдельных участков полосы, окаймляющей Каркинитский залив.

По данным бурения и геофизических работ в центральной полосе акватории Азовского моря, соответствующей приподнятой части Среднеазовского мегавала, палеоценовые отложения выпадают из разреза, появляясь на его склонах и погружениях. Следует, однако, отметить, что почти весь разрез палеоцена, как и нижнего — среднего эоцена, здесь будет сложен преимущественно песчаниками, алевритами, опесчаненными известняками и мергелями, практически лишенными покрышек. Значительное развитие глинистых образований предполагается в более южных районах, уже в пределах Индоло-Кубанского прогиба, с которыми и связаны основные перспективы нефтегазоносности палеоцена. Некоторый интерес представляет также зона выклинивания палеоценовых — среднеэоценовых отложений с, возможно, развитыми здесь стратиграфически экранированными и комбинированными ловушками. Роль непроницаемой покрышки могут играть верхнеэоценовые мергели и майкопские глины, которые распространены шире образований палеоценового среднеэоценового возраста.

В пределах северо-западного шельфа Черного моря разрез палеоцена сложен преимущественно известняками и мергелями, которые представляют собой в основном коллекторы трещинно-порового типа. Они перекрыты достаточно мощной (от 20 — 30 до 150 м) глинистой покрышкой нижнего эоцена. Как показывают результаты бурения в Равнинном Крыму, наличие последней является одним из решающих факторов продуктивности палеоценовых отложений. В тех районах Тарханкутского полуострова, где мощность нижнеэоценовых глин превышает 20 — 25 м, на семи антиклинальных складках из девяти разведанных были выявлены газовые залежи. О перспективах рассматриваемой толщи на северо-западном шельфе Черного моря свидетельствуют также результаты изучения гидродинамики и гидрохимии.

Эоценовый комплекс характеризуется в общем низким содержанием органического вещества, окисленным составом сингенетичных битумоидов и многочисленными проявлениями миграционных битумоидов, в связи с чем рассматривается как эпигенетично-нефтегазоносный. О его перспективности свидетельствуют залежи нефти и газа, выявленные в Северо-Западном Предкавказье, на южном борту Индоло-Кубанского прогиба и в пределах Каневско-Березанского вала [32], притоки нефти и газа и интенсивные газопоявления из пород эоцена на Мошкаревской, Куйбышевской, Горностаевской и Фонтановской структурах Керченского полуострова, а также высокое газонасыщение пластовых вод эоценовых отложений на поднятии Голицына.

По совокупности нефтегеологических критериев основные перспективы комплекса связаны с акваторией Азовского моря, особенно с районами, соответствующими северному склону Индоло-Кубанского прогиба и Среднеазовскому мегавалу, на что обращалось внимание выше; с Керченским полуостровом и прилегающим шельфом Черного моря (южная часть Индоло-Кубанского прогиба и восточное погружение Горного Крыма) и в меньшей мере с северо-западным шельфом Черного моря.

Майкопские отложения регионально нефтегазоносны. С ними связаны промышленные скопления углеводородов в Северо-Западном Предкавказье, на Керченском полуострове, в Равнинном Крыму, на акваториях Азовского и Черного морей и в северо-восточной части Болгарии [26, 32, 35]. Перспективность этого комплекса зависит прежде всего от наличия в разрезе мощных и выдержанных по площади прослоев (пачек) песчано-алевритовых пород, являющихся хорошими коллекторами. Надежные непроницаемые покрышки имеются почти повсеместно, так как майкопская серия сложена преимущественно глинами. Нет недостатка и в углеводородах, о чем свидетельствуют наряду с выявленными залежами нефти и газа значительные масштабы генерации углеводородов (Б. А. Шестопал, 1977 г.), многочисленные нефтегазопоявления, а также интенсивная грязевулканическая деятельность, связанная с майкопскими отложениями Керченского и Таманского полуостровов.

Результаты изучения закономерностей распределения терригенного материала в олигоценовом бассейне показывают, что районами широкого развития песчано-алевритовых пород в разрезе майкопской серии являются восточная часть Равнинного Крыма, Присивашье, Северо-Западное Приазовье, центральная и северная полосы акватории Азовского моря, южно-керченский шельф, отдельные районы Керченского полуострова, Северное и Западное Причерноморье и прилегающая часть акватории Черного моря.

В Западном Причерноморье и на большей части Северного Причерноморья майкопские отложения не представляют интереса для нефтегазопроисловых работ из-за неблагоприятных гидрогеологических условий, а в Равнинном Крыму, Северном Присивашье и Северо-Западном Приазовье их ресурсы почти исчерпаны. Следовательно, на сие перспективы комплекса можно связывать в основном с Керченским полуостровом. Повышенным количеством песчано-алевритовых пород в низах

Эоценовый комплекс характеризуется в общем низким содержанием органического вещества, окисленным составом сингенетичных битумоидов и многочисленными проявлениями миграционных битумоидов, в связи с чем рассматривается как эпигенетично-нефтегазоносный. О его перспективности свидетельствуют залежи нефти и газа, выявленные в Северо-Западном Предкавказье, на южном борту Индоло-Кубанского прогиба и в пределах Каневско-Березанского вала [32], притоки нефти и газа и интенсивные газопроявления из пород эоцена на Мошкаревской, Куйбышевской, Горностаевской и Фонтановской структурах Керченского полуострова, а также высокое газонасыщение пластовых вод эоценовых отложений на поднятии Голицына.

По совокупности нефтегеологических критериев основные перспективы комплекса связаны с акваторией Азовского моря, особенно с районами, соответствующими северному склону Индоло-Кубанского прогиба и Среднеазовскому мегавалу, на что обращалось внимание выше; с Керченским полуостровом и прилегающим шельфом Черного моря (южная часть Индоло-Кубанского прогиба и восточное погружение Горного Крыма) и в меньшей мере с северо-западным шельфом Черного моря.

Майкопские отложения регионально нефтегазоносны. С ними связаны промышленные скопления углеводородов в Северо-Западном Предкавказье, на Керченском полуострове, в Равнинном Крыму, на акваториях Азовского и Черного морей и в северо-восточной части Болгарии [26, 32; 35]. Перспективность этого комплекса зависит прежде всего от наличия в разрезе мощных и выдержанных по площади прослоев (пачек) песчано-алевритовых пород, являющихся хорошими коллекторами. Надежные непроницаемые покрышки имеются почти повсеместно, так как майкопская серия сложена преимущественно глинами. Нет недостатка и в углеводородах, о чем свидетельствуют наряду с выявленными залежами нефти и газа значительные масштабы генерации углеводородов (Б.А. Шестопал, 1977 г.), многочисленные нефтегазопроявления, а также интенсивная грязевулканическая деятельность, связанная с майкопскими отложениями Керченского и Таманского полуостровов.

Результаты изучения закономерностей распределения терригенного материала в олигоценовом бассейне показывают, что районами широкого развития песчано-алевритовых пород в разрезе майкопской серии являются восточная часть Равнинного Крыма, Присивашье, Северо-Западное Приазовье, центральная и северная полосы акватории Азовского моря, южно-керченский шельф, отдельные районы Керченского полуострова, Северное и Западное Причерноморье и прилегающая часть акватории Черного моря.

В Западном Причерноморье и на большей части Северного Причерноморья майкопские отложения не представляют интереса для нефтегазовых работ из-за неблагоприятных гидрогеологических условий, а в Равнинном Крыму, Северном Присивашье и Северо-Западном Приазовье их ресурсы почти исчерпаны. Следовательно, на сущность перспективности комплекса можно связывать в основном с Керченским полуостровом. Повышенным количеством песчано-алевритовых пород в низах

майкопской серии здесь характеризуются юго-западная, центральная и северо-восточная части полуострова, а в среднемайкопских отложениях — северо-западные районы вместе с прилегающими участками Юго-Восточного Присивашья. Кроме локальных поднятий поисковый интерес представляют заливообразные литологически и стратиграфически экранированные ловушки, а также комбинированные, связанные с выклиниванием коллекторов к сводам антиклинальных складок. В их пределах прогнозируется открытие как нефтяных, так и газовых залежей.

Заслуживает внимания этот комплекс и на южно-керченском шельфе Черного моря, где сейсморазведкой выявлен ряд антиклинальных складок. Небольшое удаление района от южного источника терригенного материала позволяет прогнозировать здесь обогащение разреза майкопской серии, особенно ее нижней части, песчано-алевритовыми породами, как это имеет место на прилегающих участках Керченского полуострова.

На акватории Азовского моря основные перспективы газоносности майкопских отложений связываются со Среднеазовским мегавалом. Основанием для этого служат наличие здесь локальных поднятий достаточного больших размеров, повышенная песчанистость комплекса и приуроченность к нему залежей газа в разных частях мегавала (Стрелковая, Морская и Бейсугская структуры).

Несколько антиклинальных складок выявлено и в южной части акватории Азовского моря, в пределах Индоло-Кубанского прогиба, где в майкопских отложениях ожидается обнаружение как газовых, так и нефтяных залежей. С точки зрения распространения пород-коллекторов эти структуры находятся в несколько худших условиях. Тем не менее есть основание полагать, что в верхнекерлеутском и батисифоновом горизонтах, а также в низах майкопской серии здесь будут развиты достаточно мощные и выдержанные по площади пачки песчано-алевритовых пород [32, 35].

Рассматривая перспективы майкопских отложений акватории Азовского моря, следует учитывать и реальные возможности обнаружения литологически и стратиграфически экранированных залежей углеводородов, приуроченных к зонам выклинивания песчано-алевритовых пачек на разных стратиграфических уровнях. Наибольший интерес для их поисков представляют центральная и северная части акватории (пограничная полоса между Индоло-Кубанским прогибом и Среднеазовским мегавалом и северный борт Северо-Азовского прогиба).

Перспективным является майкопский комплекс и на северо-западном шельфе Черного моря. Его промышленная газоносность уже доказана бурением на поднятиях Голицына и Шмидта. Другие антиклинальные складки, выявленные сейсморазведкой несколько южнее, более удалены от основных источников терригенного материала, в связи с чем в их пределах прогнозируется некоторое уменьшение песчанистости разреза майкопской серии. Однако развитие достаточно мощных пластов песчано-алевритовых пород в верхней части разреза здесь вполне реально [35]. Косвенным подтверждением их наличия являются протяженные отражающие сейсмические горизонты, приуроченные к этой толще.

Неогеновый комплекс на подавляющей части Крыма и Причерноморья промыт инфильтрационными водами, в связи с чем перспективы его нефтегазоносности связаны только с акваториями, где он характеризуется достаточно высокой степенью гидрогеологической закрытости. Наибольший интерес среди неогеновых отложений представляют здесь тортонские терригенно-карбонатные образования (см. рис. 27), обладающие хорошими коллекторскими свойствами и повсеместно перекрытые нижне-сарматскими глинами, мощность которых превышает обычно 40 м и достигает местами 200 — 300 м (см. рис. 33). На акватории Азовского моря глинистые образования преобладают и в толще пород тортона. Коллекторы залегают здесь обычно в виде маломощных прослоев, группирующихся в некоторых частях разреза в отдельные пачки.

О перспективности неогеновых отложений акватории Азовского моря, а также южно-керченского шельфа свидетельствуют многочисленные месторождения нефти и газа, связанные с этим комплексом в северо-западном Предкавказье, на Керченском полуострове и в Северо-Западном Приазовье, а также промышленный приток газа, полученный недавно из пород тортонского возраста на Северо-Керченской структуре в южной части Азовского моря.

Благоприятные гидрохимические показатели и высокая (почти предельная) насыщенность пластовых вод тортона углеводородными газами, зафиксированные в последние годы на поднятии Голицына, указывают на перспективность комплекса и на северо-западном шельфе Черного моря. Наибольший интерес представляют здесь, очевидно, центральная часть и южный борт Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, склоны и погружения Каламитского и Килийско-Змеинового поднятий.

Исходя из особенностей распространения нефтегазогенерирующих комплексов, геологического строения и истории развития юга СССР, к основным областям нефтегазообразования можно отнести здесь Каркинитско-Северо-Крымский и Индоло-Кубанский прогибы [12]. Об этом свидетельствуют также характер распределения приведенных напоров пластовых вод меловых и палеогеновых отложений, изменение состава и количества водорастворенных газов, коэффициента их жирности и другие данные [26]. К такому выводу приходят многие исследователи, связывая формирование залежей нефти и газа в толщах меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Западного Предкавказья и Тарханкутского полуострова с движением флюидов из центральных частей этих областей к их периферии и прилегающим поднятиям, характеризующимся пониженными напорами пластовых вод. В пределах прилегающих акваторий такими зонами пьезометрических минимумов являются Среднеазовское, Каламитское и, по-видимому, Килийско-Змеиное поднятия. Это обеспечивает движение к ним флюидов из прилегающих прогибов и создание тем самым благоприятных гидродинамических условий для формирования в пределах их склонов и погружений залежей углеводородов в толщах меловых, палеогеновых и местами неогеновых пород.

Названные тектонические зоны и прилегающие к ним прогибы являются районами интенсивного складкообразования, обусловившего широкое развитие ловушек антиклинального типа. Кроме того, здесь прослеживаются зоны выклинивания отдельных горизонтов меловых и палеогеновых отложений, к которым приурочены литологически и стратиграфически экранированные ловушки.

Для территории Западного Причерноморья и смежных районов шельфа главное значение как область возможного нефтегазообразования имеет Придубруджская краевая система. Она испытала длительное прогибание на ранних этапах формирования осадочного чехла, компенсированное накоплением мощной (до 7 — 9 км) толщи верхнепротерозойских — юрских отложений. Здесь также существовали благоприятные геолого-геохимические, термобарические и гидрогеологические условия для генерации и миграции углеводородов.

Таким образом, определенные перспективы нефтегазоносности следует связывать с северо-западным шельфом Черного моря, центральной и южной частями акватории Азовского моря, Северо-Западным Крымом, Керченским полуостровом, прилегающей к нему с юга зоной шельфа и Западным Причерноморьем.

В пределах шельфа Черного моря важнейшими объектами поисков являются породы палеогенового и мелового, местами неогенового возраста Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, восточного погружения Килийско-Змеинового поднятия, северного склона и западного погружения Каламитского поднятия и зоны сочленения Крымского и Кавказского складчатых сооружений.

На акватории Азовского моря поисковый интерес представляют палеогеновые и нижнемеловые, в меньшей мере неогеновые и верхнемеловые отложения Среднеазовского мегавала (особенно его южного склона и западного погружения) и Индоло-Кубанского прогиба.

На суше, в Северо-Западном Крыму наиболее перспективны образования мелового возраста Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, на Керченском полуострове — палеогеновые и меловые, местами юрские отложения Индоло-Кубанского прогиба и восточного погружения Горного Крыма, а в Западном Причерноморье — породы палеозоя (особенно девона — карбона) Преддубруджского прогиба.

Меньшие перспективы нефтегазоносности на данном этапе изученности на акваториях связаны с меловыми — неогеновыми образованиями Северо-Азовского прогиба, палеозойскими и триас-юрскими отложениями Крыловского прогиба, Килийско-Змеинового и Каламитского поднятий, а на суше — с мел-палеогеновыми породами северного борта Каркинитско-Северо-Крымского прогиба.

Перечисленные зоны и стратиграфические объекты являются преимущественно газоносными. Определенными потенциальными возможностями в отношении нефтеносности обладают только неогеновые и отчасти палеогеновые отложения южной полосы акватории Азовского моря, Керченского полуострова и прилегающей к нему с юга зоны шельфа, а также породы палеозоя Западного Причерноморья.

НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ

В пределах Южно-Украинского региона нефтегазопромысловыми и разведочными работами охвачены Индоло-Кубанский, Каркинитско-Северо-Крымский, Преддобруджский и Северо-Азовский прогибы и прилегающие к ним зоны поднятий. Основные объемы работ сосредоточены пока на суше (Керченский полуостров и Северный Крым). Однако акваториальные части названных структурных элементов представляются более перспективными. Отсюда вытекает необходимость ежегодного увеличения объемов морского бурения. Для обеспечения его высокой эффективности рекомендуется шире внедрять геофизические и геохимические исследования по прямым поискам залежей нефти и газа, причем на подготовленных структурах выполнять их в обязательном порядке.

На северо-западном шельфе Черного моря геолого-геофизические работы предлагаются направить прежде всего на изучение разреза палеогеновых, меловых, а попутно и неогеновых отложений Каркинитско-Северо-Крымского прогиба и прилегающей к нему с юга зоны поднятий и на поиски приуроченных к ним залежей углеводородов преимущественно антиклинального типа. Одновременно определенный объем работ предусматривается затратить на выяснение строения и нефтегазоносности более древних, юрских — палеозойских пород Килийско-Змеиногорского поднятия и Крыловской депрессии.

Реализация этих направлений обуславливает необходимость бурения ряда параметрических скважин, в частности на поднятиях Сельского, Ильичевского, Одесском и Днестровском (Западно-Черноморском), с последующей переинтерпретацией сейсмических материалов. Целесообразна также отработка нескольких региональных сейсмических профилей СОГТ — КМПВ, особенно через намечаемые параметрические скважины. Эти работы позволят выявить главные черты строения прослеженных здесь структурных элементов и тектонических зон, изучить особенности изменения мощностей и фаций перспективных толщ и приуроченных к ним коллекторов и покрышек и, таким образом, более обоснованно определить районы и части разреза, представляющие наибольший интерес для поисков залежей углеводородов.

В качестве важнейших объектов поисково-разведочного бурения кроме поднятий Голицына и Шмидта рассматриваются также крупные структуры, как Сельского, Гамбурцева, Ильичевская и др. Следует иметь в виду, что сводовые части некоторых из них могут быть лишены нижнемеловых отложений или отдельных их горизонтов. В связи с этим в пределах резко выраженных антиклиналей (типа Голицына, Гамбурцева) можно рассчитывать и на обнаружение ловушек комбинированного типа, связанных с выклиниванием коллекторов к сводам структур. Нельзя исключать также возможности обнаружения в толще нижнемеловых пород этого района погребенных вулканов и обусловленных ими складок в перекрывающих отложениях. Отсюда вытекает необходимость проведения на южном борту Каркинитско-Северо-Крымского прогиба и в прилегающей

зоне поднятий не только площадных сейсмических работ по подготовке структур к глубокому бурению, но и детальных грави- и магнитометрических исследований с целью изучения особенностей строения выявленных здесь складок и обнаружения погребенных структурных форм.

Среди районов постановки поисковых, а затем и детальных сейсмических работ СОГТ большого внимания заслуживают северная мелководная полоса северо-западного шельфа, включая Каркинитский залив, и самая южная его часть до изобаты 200 м. При выполнении этих работ следует изучать не только локальные поднятия, но и зоны выклинивания пород-коллекторов и флексурно-разрывные нарушения с целью выявления литологически, стратиграфически и тектонически экранированных ловушек.

На акватории Азовского моря, характеризующейся значительной латеральной изменчивостью мощностей и фаций всех перспективных толщ осадочного чехла, основной задачей нефтегазопромысловых работ является изучение разреза и нефтегазоносности неогеновых, палеогеновых и меловых отложений в разных тектонических зонах и поиски залежей углеводородов, приуроченных к локальным поднятиям и ловушкам неантиклинального типа. В связи с этим на данном этапе изученности целесообразно рассредоточить глубокое бурение и увеличить удельный вес параметрических скважин. Такой путь позволит выявить наиболее перспективные районы и части разреза, существенно повысит достоверность сейсмических исследований и тем самым ускорит подготовку акватории к развитию поисково-разведочных работ.

Первоочередными объектами параметрического бурения мы считаем Южно-Бердянскую (или Белосарайскую), Безымянную-6 и Азовскую структуры, а поискового — Обручевское, Бирючий, Безымянное-1 и Северо-Казантипское поднятия.

Для выявления и изучения новых перспективных структур, зон выклинивания и приуроченных к ним литологических и стратиграфических ловушек наибольший интерес представляют полоса акватории, соответствующая переходной зоне от Индоло-Кубанского прогиба к Среднеазовскому мегавалу, а также северо-западная часть Азовского моря. Здесь и следует выполнить поисковые, а затем и детальные сейсморазведочные работы СОГТ. При этом важно обеспечить качественные структурные построения по всем перспективным толщам.

В пределах южно-керченского шельфа рекомендуется продолжить сейсмические исследования по выявлению новых антиклинальных складок, приступить к подготовке к бурению наиболее крупных объектов и заложить параметрическую скважину на Южно-Керченском локальном поднятии с целью изучения разреза и оценки перспектив нефтегазоносности неогеновых — юрских отложений.

На Керченском полуострове основной объем геологоразведочных работ предлагается направить на поиски и разведку сводовых, литологически и стратиграфически экранированных и комбинированных ловушек в пограничных слоях майкопа — эоцена, местами (северо-западные районы) в образованиях среднемайкопского возраста. Это направление обеспечено рядом перспективных объектов, часть из которых уже охвачена буре-

нием (Фонтановская, Южно-Сивашская, Слюсаревская, Краснопольская площади и др. или подготовлена к нему (Королевская, Красноармейская, Алексеевская складки).

Не менее важным представляется изучение перспектив нефтегазоносности меловых и верхнеюрских отложений и поиски приуроченных к ним залежей углеводородов в районах, где глубины залегания этих толщ не превышают 5 — 6 км. Среди выявленных структур важнейшими объектами по этому направлению являются Краснопольское, Белобродское и другие локальные поднятия на юге Керченского полуострова, а также крупная Булганакско-Фонталовская зона складок в его северо-восточной части. Кроме того, большой интерес представляют погребенные рифовые массивы верхнеюрского — берриасового возраста, намечающиеся в пределах восточного погружения Горного Крыма (Видненская, Феодосийская, Куйбышевская, Краснопольская площади).

Реализация указанных направлений тесно связана с созданием сети параметрических скважин, призванной способствовать расшифровке глубинного строения территории, выявлению наиболее перспективных участков и повышению достоверности сейсмических построений. Ее необходимо дополнить Мысовой, Малоабачикской, Восходовской, Опускской и Караларской скважинами.

В Северном Крыму основное внимание предлагается уделить изучению нижнемелового комплекса пород в районах с уже установленной нефтегазоносностью. Одним из них является Серебрянская депрессия, в которой выявлен ряд перспективных структур (Первомайская, Деревненская, Крестьяновская и др.) и установлено распространение дельтовых и русловых фаций в базальной части разреза.

Не меньший интерес представляет сложно построенная южная полоса Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, где нижнемеловые отложения залегают на сравнительно небольших глубинах и содержат емкие коллекторы (базальные песчаники неокон-алта, терригенные и вулканокластические породы в разных частях альбского разреза). Наряду с локальными поднятиями здесь широко развиты ловушки неантиклинального типа (Родниковская, Восточно-Воронковская, Сусанинская, Клепининская структуры, участки выклинивания вулканомиктовых песчаников к югу от Первомайского и Алексеевского вулканов и между ними).

Большого внимания заслуживает также зона уменьшения мощностей нижнемеловых отложений и выклинивания пород-коллекторов в Прикаркинитской полосе прогиба, с которой связаны литологические, стратиграфические и комбинированные ловушки, приуроченные к периферийным частям поднятий (Борисовская, Авроровская площади).

Однако развитие поисково-разведочных работ в указанных районах сдерживается заметным отставанием сейсморазведки от бурения и, как следствие, постоянным недостатком подготовленных структур. Ликвидация этого пробела является одной из основных задач на пути осуществления рассматриваемого направления нефтегазопроисловых работ. Другой важной задачей является повышение достоверности сейсмических построений, особенно по слабо изученным тектоническим зонам (блокам). В сложных сейсмогеологических условиях Северного Крыма существен-

ную помощь в этом деле может оказать комплексирование сейсморазведки с бурением параметрических скважин. Среди последних первоочередными представляются Клепининская, Восточно-Воронковская и Родниковская.

Наряду с поисками залежей углеводородов в нижнемеловых отложениях в северном Крыму рекомендуется развивать и второе направление — изучение строения и оценку нефтегазоносности биогермных образований в толще верхнемеловых карбонатных пород. Основными объектами этих работ являются площади, в пределах которых были получены притоки нефти и газа (Межводненская, Бакальская, Серебрянская, Первомайская и др.).

В юго-восточных районах Равнинного Крыма сейсморазведкой и бурением освещена в основном верхняя часть разреза осадочного чехла. Наиболее перспективные нижнемеловые отложения изучены пока очень слабо. Однако имеющиеся материалы позволяют сделать вывод о благоприятном сочетании в их разрезе коллекторов и покрышек и наметить несколько локальных поднятий, разрывных нарушений, флексур и приуроченных к ним зон выклинивания терригенных пород. Все это свидетельствует о необходимости продолжения здесь геолого-геофизических и прежде всего сейсморазведочных работ СОГТ с целью выявления и подготовки к бурению локальных структур, изучения условий залегания выклинивающихся горизонтов и конфигурации границ выклинивания. В качестве первоочередных районов для постановки этих работ рассматриваются переходная зона между Новоцарицынским выступом и центриклиналью Индоло-Кубанского прогиба и юго-западное погружение Среднеазовского мегавала.

Определенные перспективы нефтегазоносности намечаются и в южной полосе Северного Причерноморья. Выполняющиеся здесь в соответствии с комплексной программой геолого-геофизические исследования призваны выяснить, какие районы и части разреза представляют наибольший интерес для поисков залежей углеводородов.

Западное Причерноморье также еще не подготовлено для широкого развития поисково-разведочных работ. Поэтому на первый план выдвигаются здесь региональные исследования, в частности бурение Фурмановской, Вилковской, Червоноармейской, Измаильской и Белгород-Днестровской параметрических скважин с целью изучения разреза и оценки перспектив нефтегазоносности палеозойских — юрских отложений в разных тектонических зонах. Наряду с этим следует ускорить сейсморазведку, особенно в юго-восточной, придунайской и центральной частях Преддубруджского прогиба, где намечается ряд локальных поднятий и прогнозируется развитие рифовых тел в толщах силурийских — нижнедевонских и верхнеюрских отложений.

Предложенные геолого-геофизические работы позволяют более точно оценить перспективы нефтегазоносности всех комплексов осадочного чехла Южно-Украинского региона, выявить основные зоны нефтегазонакопления и создать хорошую геологическую основу для широкого развития нефтегазопроисловых и разведочных работ на акваториях Черного и Азовского морей.

1. Бакиров Э. А. Принципы выделения и классификации нефтегазовых комплексов и покрышек. — В кн.: Губкинские чтения. К 100-летию со дня рождения. М., 1972, с. 274 — 281.
2. Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 47 — 54.
3. Бобринский В. М., Романов Л. Ф. Новые данные о верхнетриасовых отложениях Днестровско-Прутского междуречья. — Изв. АН. МССР. Сер. биол. и хим. наук, 1974, № 1, с. 63 — 68.
4. Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). — Сов. геол., 1964, № 9, с. 3 — 28.
5. Букатчук П. Д. Верхнедокембрийские образования осадочного чехла юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. — Автореф. дисс. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минер. наук. Киев, 1975. (ИГН АН УССР).
6. Букатчук П. Д., Кольцова З. И., Полухтович Б. М. Кембрийские отложения Молдавии. — Сов. геол., 1968, № 8, с. 124 — 128.
7. Вдовенко М. В. О расчленении нижнекаменноугольных отложений юго-запада УССР (Одесская область). — Геол. журнал, 1972, № 1, с. 127 — 129.
8. Гарецкий Р. Г. О фундаменте Мизийской плиты. — Геотектоника, 1970, № 4, с. 110 — 121.
9. Геология СССР. Т. VIII, ч. 1. Крым. Геологическое описание. М., Недра, 1969.
10. Геология СССР. Т. IX, ч. 1. Северный Кавказ. Геологическое описание. М., Недра, 1968.
11. Геология СССР. Т. 45 Молдавская ССР. М., Недра, 1969.
12. Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей/ В. В. Бобылев, В. Е. Железняк, Ю. В. Шиманов и др. — М., Недра, 1979.
13. Геотермические условия осадочной толщи северного и восточного обрамления Черноморской впадины/ И. М. Буачидзе, Г. И. Буачидзе, Ю. А. Головачев и др. — В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия. Вып. 12. М., Наука, 1973, с. 47 — 57.
14. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности/ В. А. Гордиевич, В. А. Куришко, Г. А. Лычагин и др. Киев, Наукова думка, 1963.
15. Гидрогеология СССР. Т. 8, Крым. М., Недра, 1970.
16. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., Недра, 1968.
17. Гордиенко В. В. Природа геотермических аномалий Крымского полуострова. — В кн.: Геофизические исследования строения земной коры. Вып. 18. Киев, Наукова думка, 1966, с. 64 — 70.
18. Денга Б. И. О возрасте и некоторых особенностях строения домеловых отложений Равнинного Крыма и Присивашья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3, с. 117 — 121.
19. Зарицкая О. В. Роль глинистой покрышки в формировании меловых отложений Крыма. — Труды УкрНИИ природных газов. М., вып. 7, 1973, с. 125 — 131.
20. Каменецкий А. Е., Силонов Ф. А., Покровская М. В. Тектоническая карта южных районов Украины и Молдавии и примыкающих акваторий. — Труды ВНИГНИ. М., вып. 137, 1973, с. 125 — 148.
21. К палеогеографии центральной и западной частей Равнинного Крыма в неомкомское и аптское время/ А. Т. Богаец, Г. А. Орлова-Турчина, Л. В. Проснякова, Е. В. Самарская — Труды ИГиГГИ. Киев, вып. 30, 1972, с. 77 — 84.
22. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. Киев, Наукова думка, 1971.
23. К характеристике триасовых отложений восточной части Предбруджского прогиба. — Труды УкрНИГРИ. М., вып. 12, 1975, с. 26 — 37.
24. Муратов М. В., Микунев М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 11, с. 3 — 35.
25. Мухаринская И. А., Зарицкая О. В. Нефтегазоупорные свойства глинистых отложений. — Нефть и газ. пром-сть, 1968, № 6, с. 12 — 14.
26. Нефтегазоносность. — В кн.: Геология СССР. Т. VIII. Крым. Полезные иско-
- паемые/ Н. И. Черняк, А. Т. Богаец, В. А. Гордиевич и др. — М., Недра, 1974, с. 9 — 69.
27. Новосилецкий Р. М., Предтеченская Н. С. Закономерности распространения зон накопления углеводородных флюидов в нефтегазовых бассейнах. — Сов. геол., 1972, № 12, с. 43 — 53.
28. Новые данные о геологическом строении острова Змеиного/ А. Т. Богаец, Г. В. Бойчук, К. Я. Гуревич и др. — Сов. геол., 1976, № 6, с. 119 — 123.
29. Об источниках терригенного материала неомкомских и аптских отложений Равнинного Крыма и Присивашья/ М. Я. Апостолова, А. Т. Богаец, Г. В. Бойчук и др. — Труды ИГиГГИ. Киев, вып. 37, 1974, с. 71 — 78.
30. Общий обзор геологии Добруджи. V конгресс Карпато-Балканской геол. ассоц. Гид экскурсий/ В. Янович, Д. Джюшк, В. Мухихак и др. Бухарест, 1961.
31. О вендских отложениях Предбруджского прогиба/ Е. М. Аксенов, Н. Л. Букатчук, А. В. Друмя, В. И. Няга, Л. Ф. Солонцов — Докл. АН СССР, сер. геол., т. 218, № 1, 1974, с. 163 — 166.
32. О возможности открытия крупных месторождений газа и нефти в пределах акватории Азовского моря/ П. Ф. Шпак, С. П. Витрык, З. В. Глушко и др. — Сов. геол., 1971, № 9, с. 15 — 29.
33. Овчаренко Ю. Х. Некоторые особенности гидродинамики водоносных комплексов (на примере Равнинного Крыма). — В кн.: Вопросы геологии нефтегазовых регионов Украины. Киев, Техника, 1972, с. 161 — 169.
34. Онцеску Н. Геология Румынской Народной Республики. М., Изд-во инстр. лит., 1960.
35. Особенности распространения песчано-алевритовых пачек в майкопских отложениях на юге Украины/ Л. Г. Плахотный, В. А. Григорьева, И. С. Гайдук и др. — Геол. журнал, 1971, т. 31, вып. 4, с. 38 — 50.
36. Павлюк М. Г., Богаец О. Т. Тектоника і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скифської плити. Киев, Наукова думка, 1978.
37. Панченко Д. Е. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Киев, Наукова думка, 1965.
38. Плахотный Л. Г. Байкалиды в складчатом основании Восточного Крыма. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 98 — 102.
39. Плахотный Л. Г., Бондаренко В. Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма. — В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев, 1972, с. 211 — 221.
40. Попович В. С., Ступак Л. А. Новые данные о глубинном строении северного Причерноморья. — Геотектоника, 1973, № 2, с. 101 — 106.
41. Про вікі бітумінозності порід складчастої основи Азовського валу/ В. Г. Бондаренко, В. Ф. Ундутний, М. В. Керусов та ін. Доп. АН УРСР, сер. Б, № 3, 1976, с. 675 — 678.
42. Региональная стратиграфия Молдавской ССР. Кишинев, Изд-во АН МССР, 1968.
43. Романова Л. Ф. Мезозойские пестроцветы Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев, Пишнина, 1970.
44. Самсонов А. И., Краснощек А. Я. Новые представления о тектоническом строении Придубруджия и северо-западной части акватории Черного моря. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Вып. 3. Киев, изд-во Киевск. ун-та, 1969, с. 94 — 109.
45. Сафаров Э. И., Капцан В. Х. Тектоника южной части Молдавской ССР по данным геолого-геофизических исследований и перспективы нефтегазоносности. — В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Вып. I. Кишинев, Карта Молдовенескэ, 1967, с. 37 — 55.
46. Славин В. И. Киммерийское складчатое сооружение Добруджи. — В кн. Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев, 1969, с. 157 — 166.
47. Славин В. И., Хаин В. Е. Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей. Материалы Карпато-Балканской ассоциации. V конгресс, Бухарест, 1963, с. 249 — 268.
48. Славин В. И., Чекунов А. В. История геологического развития. — В кн.: Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев, 1969, с. 227 — 236.

49. Слюсарь Б. С. Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев, Штиница, 1971.
50. Сметов Е. М. Закономерности развития трещиноватости горных пород и трещинные коллекторы. — Труды ВНИГРИ. Л., вып. 172, 1961, с. 1 — 140.
51. Снегирева О. В., Каменецкий А. Е. Основные черты геологического развития Крыма. — Труды ВНИИГАЗ, М., вып. 25/33, 1965, с. 14 — 30.
52. Строение складчатого основания Равнинного Крыма/М. В. Муратов, В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотный, Н. И. Черняк — Геотектоника, 1968, № 4, с. 54 — 69.
53. Тектоника Крыма, Азовского моря и Западного Предкавказья в раннем мезозое/А. А. Арбатов, А. Е. Каменецкий, О. В. Снегирева и др. — Сов. геол., 1974, № 5, с. 88 — 96.
54. Тектоника области Черного и Азовского морей/Б. К. Балавадзе, В. Е. Бураковский, И. А. Гаркаленко и др. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 70 — 84.
55. Тектонические закономерности распространения рифов, нефтегазоносность и методика поисков/С. П. Максимов, Г. А. Каледа, Б. М. Гейман, Ю. Г. Такаев. — Труды ВНИГНИ. М., вып. 194, 1976, с. 5 — 20.
56. Ткаченко Г. Г., Пазюк Л. И., Самсонов А. И. Геология острова Змеиного (Черное море). — В сб.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, вып. 3. Изд-во Киевск. ун-та, 1969, с. 3 — 19.
57. Трандафилова Е. Ф. Стратиграфия яргаринской серии Молдавии. — В сб.: Геол. и полезн. ископ. МолдССР — Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Геол. методы поисков и разведки м-ний, 1970, № 2, с. 10 — 11.
58. Феликс В. П., Медведев В. Я. Структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. — Бюл. Моск. об-ва испытателей природы, отд. геол., т. 44/1, 1969, с. 24 — 36.
59. Хайрединов Н. Ш. Об оценке карбонатных покровов. — Геол. нефти и газа, 1970, № 12, с. 19 — 21.
60. Ханин А. А. Порода-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций СССР. М., Недра, 1973.
61. Хижняков А. В. Древние этапы тектонического развития юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Изд-во Львовск. ун-та, вып. 6, 1972, с. 119 — 128.
62. Цегельнюк П. Д., Букачук П. Д. Південно-західний схил Українського щита. — В кн.: Стратиграфія УРСР, т. IV, ч. 1. Силур. Киев, 1974, с. 156 — 173.
63. Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, Наукова думка, 1972.
64. Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 37 — 56.
65. Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 10, с. 3 — 18.
66. Шевченко В. И., Резанов И. А. Тектонический план байкальского этапа развития юга европейской части СССР и смежных территорий. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1974, № 11, с. 22 — 27.
67. Шлезингер А. Е. Структура Добруджи и придобруджского прогиба. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 43/2, 1968, с. 36 — 52.
68. Шлезингер А. Е. Глубинное строение зоны Тарханкутских дислокаций и ее положение в структуре Крымского полуострова. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6, с. 114 — 124.
69. Шлезингер А. Е. Киммерийские (возрожденные) прогибы герциниды Евразии. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971, с. 204 — 214.
70. Этапы развития и элементы структуры Преддобруджской краевой системы/А. Т. Богаец, Р. В. Палинский, Б. М. Полухтович, Э. И. Сафаров. — Сов. геол. 1977, № 2, с. 128 — 134.
71. Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма. — В кн.: Доклады VII конгресса КБГА. Ч. 3. София, Изд. Болгарской АН, 1965, с. 379 — 384.
72. Gînsca D., Janovici V. Asupra virstei absolute a formatiunilor cristaline din Norlandul orogenului Carpatic. Stud. si carcet de geol. geofiz., geogr. București, 1967, № 2, t. 12, p. 287 — 296.
73. Mirăuță O. Devonianul și triasicul din zona ale Mahmudieci (Dobrogen de Nord). Dari de Seama ale Sed. București, 1966, vol. 52/2, p. 115 — 131.

Предисловие	3
Глава I. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза осадочного чехла	4
Верхнепротерозойская группа. Г. М. Помяновская	4
Палеозойская группа	9
Кембрийская, ордовикская и силурийская системы. Г. М. Помяновская	9
Девонская система. К. Я. Гуревич	13
Каменноугольная система. К. Я. Гуревич	22
Пермская система — нижнетриасовый отдел. Л. В. Покровская, Б. М. Полухтович	25
Мезозойская группа	25
Триасовая и юрская системы. А. Т. Богаец, Л. В. Покровская, Б. М. Полухтович	25
Меловая система. А. Т. Богаец, А. М. Волошина, В. Е. Железняк, А. Е. Каменецкий, М. А. Менкес	29
Кайнозойская группа. А. Т. Богаец, В. Е. Железняк, А. Е. Каменецкий, М. А. Менкес	37
Палеогеновая система	37
Неогеновая система	41
Четвертичная система	43
Глава II. Тектоника	44
Основные черты строения фундамента	44
Южная граница Восточно-Европейской платформы. А. Т. Богаец	44
Южная окраина Восточно-Европейской платформы. Э. И. Сафаров	49
Скифская плита. А. Т. Богаец, Б. И. Денега, Э. И. Сафаров	50
Строение осадочного чехла	58
Доальпийские структурные комплексы. А. Е. Каменецкий, Э. И. Сафаров	58
Альпийский структурный комплекс. А. Т. Богаец, Б. И. Денега, А. Е. Каменецкий, Р. В. Палинский, Л. Г. Плахотный, А. Д. Самарский	63
Некоторые особенности строения и размещения локальных поднятий. Б. И. Денега, Т. В. Ершова, С. М. Захарчук, Ю. Х. Овчаренко, Э. И. Сафаров	69
Глава III. История геологического развития. А. Т. Богаец, Б. М. Полухтович, Э. И. Сафаров	74
Глава IV. Неантиклинальные ловушки и районы их вероятного распространения	95
Геологические предпосылки и закономерности размещения неантиклинальных ловушек. А. Т. Богаец, Б. И. Денега, С. М. Захарчук, А. Е. Каменецкий, Л. Г. Плахотный, А. Д. Самарский	95
Результаты и перспективы поисков неантиклинальных ловушек углеводородов по геолого-геофизическим данным. Т. А. Гончарова, О. М. Будкевич, Л. Н. Геллер, Л. В. Груба, Г. Б. Ермолаева, Н. И. Краснюк, В. А. Мелешко, В. М. Смелянский	102
Глава V. Условия нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции	109
Геотермические условия территории. Ю. Х. Овчаренко	109
Основные комплексы и зоны образования углеводородов. Б. М. Полухтович, Б. А. Шестопал	117
Гидрохимия и гидродинамика нефтегазоносных и перспективных комплексов. С. М. Захарчук	133
Коллекторские и экранирующие свойства пород	138

Выделение пород-коллекторов и покрышек в разрезе. А. Т. Богаец, Г. В. Бойчук, Б. М. Полухтович	138
Характеристика пород-коллекторов. А. Т. Богаец, Г. В. Бойчук, Б. М. Полухтович, А. А. Савицына	143
Краткая характеристика основных экранирующих толщ юга междуречья Прут – Днестр. А. Т. Богаец, Б. М. Полухтович.	188
Характеристика пород-покрышек Равнинного Крыма и прилегающих районов. В. А. Вартинова.	190
Изменение состава углеводородов по площади и разрезу и некоторые особенности их миграции и аккумуляции. А. Т. Богаец, Б. А. Шестопал.	203
Глава VI. Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-геофизических работ.	215
Итоги нефтегазопроисковых и разведочных работ. П. В. Анцупов, А. Т. Богаец, Б. И. Денег, С. М. Захарчук, Б. М. Полухтович, А. Д. Самарский, Э. И. Сафаров, В. И. Хныкин	215
Основные перспективные комплексы и зоны возможного нефтегазонакопления. А. Т. Богаец, В. В. Глушко, Б. И. Денег, С. М. Захарчук, А. Е. Каменецкий, С. П. Максимов, А. М. Палий, Р. В. Палинский, Л. Г. Плахотный, В. И. Хныкин, Б. А. Шестопал.	220
Направление дальнейших геолого-геофизических работ на нефть и газ. П. В. Анцупов, А. Т. Богаец, В. В. Глушко, С. М. Захарчук, А. Е. Каменецкий, Б. С. Кривченков, С. П. Максимов, А. М. Палий, Р. В. Палинский, Л. Г. Плахотный, В. И. Хныкин	231

Труды.
УкрНИГРИ.
Вып. XXX

ПРОГНОЗ ПОИСКОВ НЕФТИ И ГАЗА НА ЮГЕ УССР И НА ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЯХ

Редактор издательства Г. П. Ванторина
Переплет художника А. Е. Чучканова
Художественный редактор В. В. Шутько
Технический редактор О. А. Колотвина
Корректор А. П. Стальнова

Н/К

Подписано в печать 17.09.81. Т-05940. Формат 60х90^{1/16}. Бумага офсетная. Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Гарнитура "пресс-роман". Печать офсетная. Усл. печ. л. 15,0. Усл. кр.-отт. 15,0. Уч. изд. л. 17,96. Тираж 500 экз. Заказ 709 /12474-7. Цена 3 руб. 10 коп. Заказное.

Издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Тульская типография Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. г. Тула, проспект Ленина, 109.