

**Министерство образования и науки Российской Федерации
Волгоградский государственный архитектурно-строительный университет**

**СКИФСКИЕ ГЛИНЫ: РАСПРОСТРАНЕНИЕ, СОСТАВ
И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА**

Волгоград. ВолгГАСУ. 2014

ISBN 978-5-98276-632-8



© Федеральное государственное бюджетное
образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Волгоградский государственный
архитектурно-строительный университет», 2014

УДК 624.131.225:624.131.4
ББК 38.581.24
С429

Рецензенты:

Ю. И. Олянский, доктор геолого-минералогических наук, профессор;
В. Н. Анопин, доктор географических наук, профессор

Авторы:

**В. Н. Синяков, С. В. Кузнецова,
С. И. Махова, В. Н. Полянская**

Скифские глины: распространение, состав и физико-механические свойства [Электронный ресурс] / В. Н. Синяков, С. В. Кузнецова, С. И. Махова, В. Н. Полянская ; М-во образования и науки Рос. Федерации, Волгогр. гос. архит.-строит. ун-т. — Электронные текстовые и графические данные (1,7 Мбайт). — Волгоград : ВолгГАСУ, 2014. — Научное электронное издание сетевого распространения. — Систем. требования: PC 486 DX-33; Microsoft Windows XP; Internet Explorer 6.0; Adobe Reader 6.0. — Официальный сайт Волгоградского государственного архитектурно-строительного университета. Режим доступа: <http://www.vgasu.ru/publishing/on-line/> — Загл. с титул. экрана.
ISBN 978-5-98276-632-8

Приводятся результаты анализа инженерно-геологических особенностей скифских глин южной части Русской равнины и прилегающих территорий. Приведена характеристика скифских глин по регионам: Украинский массив, Донбасс, Волго-Уральская антеклиза, Днепровско-Донецкая впадина, Предкарпатский регион, Предкавказье, Причерноморская впадина.

Представленные материалы расширяют представления о составе, свойствах, характере направления и распространения скифских глин. Итогом исследований явились таблицы нормативных значений скифских глин по регионам.

Для научных работников, специалистов, занимающихся проблемами инженерно-геологического обоснования строительства, а также лиц, интересующихся вопросами грунтоведения.

**УДК 624.131.225:624.131.4
ББК 38.581.24**

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	4
1. Общие сведения о скифских глинах.....	5
Геоморфологические особенности территории.....	28
Особенности тектоники	91
Характеристика скифской плиты вала Карпинского.	98
2. Инженерно-геологические особенности Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия.....	114
Геологическая изученность.....	114
Геологическое строение.....	118
Гидрогеологические условия.....	132
Геоморфология и физико-геологические явления.....	143
Физико-механические свойства грунтов.....	147
3. Инженерно-геологическая характеристика регионов.....	151
Украинский кристаллический массив.....	151
Донбасс.....	156
Волго-Уральская антеклиза.....	159
Днепровско-Донецкая впадина.....	163
Предкарпатский регион.....	168
Предкавказье.....	173
Причерноморская впадина.....	176
Прикаспийская впадина.....	180
Заключение.....	186
Приложение.....	187
Литература.....	189

ВВЕДЕНИЕ

Приводятся результаты анализа по изучению инженерно-геологических особенностей скифских глин южной части Русской равнины в Молдавии, на Урале и в Крыму, в бассейне Дона, по Азовскому побережью, на Таманском полуострове, в Ергенях и в Предкавказье. Они встречаются в Заволжье и в Прикаспийской низменности, на южном Урале, в Средней Азии и Казахстане, на Дальнем Востоке, Китае, Индии, Индонезии, Африке, в Южной, Центральной и Северной Америке, Ираке, Иране, на западе Экваториальной Африки, распространены в горном поясе Южной Австралии, на островах Новой Зеландии.

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СКИФСКИХ ГЛИНАХ

Красно-бурые (скифские) глины широко распространены в южной части Русской равнины (С.А. Яковлев, 1956; К.К. Марков и др., 1965). Они развиты в Молдавии, на Балтском плато, на Украине в Крыму, в бассейне Дона, по Азовскому побережью, на Таманском полуострове, в Ергенях, в западной части Предкавказской равнины. Встречаются они также и на юго-востоке: в среднем Заволжье, в сыртовых отложениях Прикаспийской низменности и на южном Урале, в равнинной и горной Средней Азии, Казахстане, на Дальнем Востоке, Китае, Индии, Индонезии, Африке, в Южной, центральной и Северной Америке, Ираке, Иране, на западе Экваториальной Африки, распространены в горном поясе Южной Австралии, на островах Новой Зеландии.

Залегают красно-бурые глины на самых разнообразных породах: в Балтском плато на кучурганских галечниках, в Молдавии на сарматских и понтических известняках, в причерноморских степях на понтических известняках, на пестрых глинах куяльницкой террасы, в Крыму на третичных известняках, в причерноморских степях на понтических известняках, по Азовскому побережью на озерных отложениях танаисской свиты, в Ергенях поверх ергенинских песков и на гуровских глинах, в среднем и нижнем Заволжье на сыртовых песках и на бакинских глинах, в Предкавказье на понтических известняках Ставропольской возвышенности, на третичных галечниках, песках и суглинках армавирской свиты.

Перекрываются красно-бурые глины всей лёссовой толщей. Во многих местах между красно-бурыми глинами и вышележащими лёссами наблюдается горизонт ископаемой почвы.

По возрасту красно-бурые глины представляют собой различные образования. Наиболее ярко окрашенные разновидности их под Одессой, в Крыму, в армавирской свите являются континентальными эквивалентами киммерийских слоев. В карстовых пещерах одесского понтического известняка среди красно-бурых глин найдены: *Machairodus*, *Strutio*, *Camelus*, *Ursus*, *Hyena* (Д.Н. Собо-

лев, 1940). В западном Крыму – *Mastodon arvernensis* Cr. et Jo b., *Hipparion gracile*, *Elephas meridionalis*: Nesti (П.А. Двойченко, 1926). Все эти образования несомненно принадлежат еще к плиоценовому времени.¹

Чаще, однако, встречаются более молодые красно-бурые глины, залегающие между верхним плиоценом и вышележащими лессами с полной серией лесовидных горизонтов. Они нередко окрашены в разные цвета и поэтому называются пестроцветными. Эти глины тоже не однообразны, и среди них можно различить более древние и более молодые образования.

К более древним красно—бурым глинам, к которым относится собственно название скифских глин (Н.А. Соколов, 1895), принадлежат: красно-бурые глины на Дону, где они непосредственно связаны с нижележащими озерно-аллювиальными отложениями с *Paludina aethiops*, относящимися к верхнебабельскому горизонту (Г.И. Попов, 1947). В основании этих глин на Дону были найдены кости *Elephas meridionalis* Nesti (Лисицын, 1914). В красно-бурых глинах нагавской террасы В.В. Богачев нашел *Elasmotherium fischeri* Desm.

К более молодым красно-бурым глинам четвертичного возраста относятся красно-бурые пестроцветные глины Украины. Изучивший их Н.Н. Карлов (1941) выделяет в них два слоя: мелитопольский и украинский. Каждый из этих слоев распадается еще на два уровня. В начале четвертичного времени, при отложении мелитопольского слоя, климат южной Украины был умеренный или холодный: произрастали хвойные леса, было много болот и озер, в которых отлагались илы-плывуны: синеватые глины, не содержащие стяжений извести и гипса. Из животных в это время обитали *Elephas antiquus* Falk., *E. Trogontherii* Pohl., из моллюсков *Paludina diluviana* Kunth.

К концу образования мелитопольского слоя климат делается сухим, происходит усыхание озер и отложение пестроцветных глин, в которых встречаются осадки хвойных и дуба.

Происходит борьба леса с надвигающейся степью.

При возникновении украинского слоя (дивенский уровень) климат был так

¹ Почвоведение с основами геологии: Учебное пособие / А.И. Горбылева и др. - Минск: Новое знание, 2002. – 480с.

же сухим и жарким. Озера высыхают, получает господство степь. Отлагаются пестроцветные и зеленоватые глины, пестрые пески и конгломераты. В отложениях часто встречаются громадные конкреции гипса. Из моллюсков развиты наземные формы: *Succinea oblonga* Drap., *Planorbis carinatus* L. Далее (кушугумовский уровень) климат становится жарким и влажным. Происходит развитие красноцветных почв. Отлагаются красные, коричневые глины, красные кварцевые пески и прослойки пестрых глин. В них часты крупные отложения кристаллов гипса, всегда встречаются конкреции извести. Найдены ископаемые остатки грызунов, *Elephas primigenius* Blum.; из моллюсков – *Vallonia pulchella* Mull., *Sphacrium riviculum* Leach., *Succinea oblonga* Drap.

К концу отложения украинского слоя произошло похолодание. Слой был перекрыт трехъярусной лессовой толщей. Время отложения красно-бурых глин Н.Н. Карлов относит к среднемежледниковью.

По данным Д.М. Коненкова, что около г. Запорожья, лёсс нижнего (третьего) яруса в подошве начинает переслаиваться с красно-бурыми суглинками мощностью до 8 м, которые приурочены к склонам и реже встречаются на водоразделах, где их мощность уменьшается до 1,5 м. По мнению Д.М.Коненкова, эти красно-бурые суглинки делювиального происхождения. От нижележащей красно-бурой глины в 12-20 м мощности, залегающей на понтических известняках, они отделяются ископаемой черноземной почвой до 2-3 м мощности.

В этих делювиальных красно-бурых суглинках можно видеть самое верхнее звено красноцветных образований Украины, непосредственно переходящее в вышележащий ярус лёсса.

По мнению В.И. Подгородниченко, эта граница отделяет плиоцен от четвертичного периода (1959). Он пишет также (1961), что скифские глины закончили образовываться до оледенения и раньше Бакинских времен; самые молодые скифские глины относятся к чаудинскому времени. Несколькими годами ранее аналогичная мысль была высказана Г.И. Горецким (1956).

Красноцветные отложения имеют различную окраску. Очень часто их называют (на Юге Русской равнины) красно-бурыми отложениями (глинами). Как

пишет (П.С. Самодуров 1957), на Юге Украины по внешним признакам можно выделить глины бурые, красно-бурые, буровато-желтые, красные, зеленые и серые и т. д. Таким образом, термины красноцветы и красно-бурые глины слишком узки и правильней говорить о пестроцветах или пользоваться широко распространенным термином скифские глины.

Скифскими глинами называются красноцветы юга России, преимущественно плиоценового (иногда более древнего) возраста. Скифские глины – это кора выветривания и аналог современных коричневых почв; она образовалась в условиях переменного-влажного субтропического климата (К.К. Марков и др., 1965).

Поскольку скифские глины подстилают лёссовые породы, то есть они древнее последних, целесообразно остановиться сначала на скифских глинах, а потом уже на лёссовых породах.

Красноцветные скифские глины на Юге Русской равнины описывались в течение 124 лет. Первые описания были сделаны еще в 1888 г. П.С. Самодуров указал на скифские глины, представляющие собой кору выветривания, образовавшуюся на плиоценовых отложениях, в том числе на плиоценовом аллювии самых древних террас Днестра.

Например, вдоль левого берега Днестра в 2 км выше селения Рашков обнажены нижнесарматские известняки, покрытые аллювием V террасы Днестра с образовавшейся на нем красноцветной корой выветривания. Наблюдается (снизу вверх) следующий разрез (П.С. Самодуров, 1957).

1. Песчано-галечниковые русловые аллювиальные отложения с типичной речной косой слоистостью. В нижней части они имеют серый цвет и не затронуты процессами выветривания, а в верхней пропитаны бурыми гидроокислами железа. Глинистые прослои превращены в красно-бурую глину. Мощность русловых отложений 3–7 м.

2. Красные уплотненные глины типа скифских глин Юга России. Мощность 5–5,5 м. Представляют собой измененный пойменный аллювий.

3. Желтые глины со слабым зеленоватым оттенком. В них обильны включения крупных (до 45 см) светлых карбонатных желваков. Мощность 1–2 м.

4. Буровато-красные глины. В них наблюдаются мелкие железисто-марганцевые бобовидные стяжения. Мощность 4–5 м.

5. Пластичные глины желтого цвета со слабо-зеленоватым оттенком и густыми включениями крупных (20–25 см) белых и светло-розовых карбонатных желваков. Мощность 0,70–0,95 м.

6. Буровато-красные уплотненные суглинки с включениями мелких железисто-марганцевых стяжений. Мощность 2,7 м.

7. Желтые суглинки с включениями светло-серых карбонатных стяжений величиной 18–22 см.

8. Красновато-бурые суглинки, уплотненные, с вертикальной отдельностью. В суглинках встречаются включения мелких стяжений марганца и мелкой, беспорядочно разбросанной гальки, указывающей на делювиальный способ накопления исходного материала. Мощность 9–11 м.

9. Облессованный делювий, имеющий желтый цвет, типичную лёссовую вертикальную отдельность и вертикальную макро- и микропористость. В нижней части лёссового профиля располагаются карбонатные стяжения величиной до 20 см. Мощность облессованного делювия 1,5–2,5 м.

Итак, на русловом аллювии V террасы Днестра лежит красноцветная кора выветривания, достигающая мощности 30 м, а на ней маломощная лёссовая порода.

Весьма важная особенность красноцветных скифских глин состоит в содержании в них наравне с окислами железа и марганца также карбонатных стяжений.

Распространение и верхняя возрастная граница. Красноцветы встречаются в отложениях различных геологических систем и вопрос о нижней возрастной границе скифских (красноцветных) отложений лишен конкретного значения. Особенно интересен возраст верхней возрастной границы скифских глин, а именно вопрос, отвечает ли она границе между плиоценом и четвертичным периодом. Но постановка вопроса о верхней возрастной границе скифских глин становится конкретной только в том случае, если мы определим, о каком районе идет речь. Понятно, что в различных районах и в особенности в различных гео-

графических зонах образование красноцветов закончилось в разное геологическое время, а в современных субтропическом, тропическом и экваториальном поясах красноцветы различных типов продолжают образовываться и в настоящее время.

Говоря о возрасте верхней границы скифских глин, имеются в виду районы Южной Украины и Приазовья, где возраст скифских глин вообще установлен с наибольшей точностью. Для остальных районов приведены общие сведения о распространении, литологических особенностях и возрасте красноцветов. (К.К. Марков и др., 1965)

Украина. П.С. Самодуров, описание которого ссылалось выше, считает, что на Украине и в Молдавии образование красноцветов началось вместе с регрессией сарматского (верхнемиоценового) моря, а закончилось в нижнечетвертичное время, но до днепровского оледенения. Однако стратиграфо-палеонтологические данные для решения этого вопроса в монографии П.С. Самодурова весьма ограничены. Он ссылается на находки теплолюбивой нижнечетвертичной или эоплейстоценовой фауны млекопитающих, описанные В.И. Громовым (1948) (овернский мастодонт, южный слон, гиппарион, этрусский носорог, эламотерий и т. д.). Таким образом, вопрос о нижнечетвертичном возрасте верхней границы скифских глин только возвращает нас к вопросу, является ли эоплейстоцен нижним отделом четвертичного периода или верхним плиоценом. Далее П.С. Самодуров и Т.Б. Александровский определили в скифских глинах Юга Европейской части России пыльцу маревых, полыни горькой, сосны лесной (*Pinus silvestris*) и пинии (из рода *Pinus*). Эти находки позволяют предполагать климат засушливый и жаркий, типа средиземноморского, но, строго говоря, не дают прямых указаний на возраст.

А.Н. Вознесенский (1954) считает, что в северной части Причерноморской впадины контакт скифских глин и лёссовых отложений и есть граница неогена и четвертичного периода; образование скифских глин закончилось в плиоцене.

В другой работе (1954) А.Н. Вознесенский пишет, что к югу от Запорожья простирается обширная аккумулятивная равнина, образовавшаяся после отступления понтического моря. На понтических отложениях и на поверхности упо-

мянутой равнины образовались красно-бурые глины. На них залегают лёсс. Толща красно-бурых отложений литологически более разнообразна, чем это следует из ее названия. Встречаются красно-бурые пылеватые суглинки и глины, красно-бурые глинистые пески и песчанистые глины, серовато-зеленые и серовато-сизоватые глины. Мощность этой толщи 20 и более метров. Возраст ее возрастает в последовательности перечисления, то есть моложе всего красно-бурые пылеватые суглинки и глины. Но и они не моложе начала четвертичного времени (чауда), а нижние слои всей толщи не старше верхнего понта. Генезис красно-бурых разностей – элювиальный и аллювиальный, сизоватые разности – лагунного и озерного происхождения.

Красновато-бурые разности верхней части толщи, то есть скифские глины (пишет А.Н. Вознесенский), – это кора выветривания. Она образовалась в климате сначала влажном и теплом, позднее – более холодном. В пылеватых разностях (самых молодых) видны трещины, возможно, морозобойные. Они могли возникнуть только эпигенетически после образования скифских глин в перигляциальной обстановке.

Обращает внимание пылеватость скифских глин, общая с лежащими на них лёссами и свидетельствующая о наличии общих свойств между скифскими глинами и лёссами; многие авторы указывают на постепенный переход скифских глин в лёссовые породы. Но граница между ними может быть отчасти затусевана процессами переотложения материала скифских глин при отложении лёссовой толщи.

Красноцветной толще Причерноморской впадины посвятили свои работы П.К. Заморий (1953) и А.П. Ромоданова (1957).

Первый пишет, что красно-бурые глины Причерноморской впадины представляют собой элювий более древних пород, образовавшийся в более теплом и мягком климате, чем современный климат Причерноморья. Возраст красно-бурых скифских глин – от нижнеплиоценового до верхнеплиоценового и начала четвертичного времени. Последнее вытекает из факта залегания их на чаудинских отложениях Причерноморья.

А.П. Ромоданова пишет, что в Причерноморье на междуречьях лёссовую

толщу подстилают красно-бурые (скифские) глины и верхнеплиоценовые морские осадки. Окраска лёссовых пород палево-желтая и буровато-желтая, но книзу бурая и красно-бурая. «Переход лёссовых пород в подстилающие их красно-бурые глины обычно очень постепенный» (1957). А.П. Ромоданова не высказывается о возрасте скифских глин, но косвенным указанием, что они не моложе слоев чауды (нижнечетвертичных), является то, что самые древние слои лёссовых пород (третий и четвертый ярусы) синхронны древнеэвксинским отложениям северного побережья Черного и Азовского морей с фауной *Didacna crassa* Eichw., *Dreissensia polymorpha fluviatilis* Pall., *Paludina diluviana* Kunth.

По мнению А.П. Ромодановой, нижние горизонты лёсса Причерноморья соответствуют окскому (миндельскому) оледенению, а скифские глины – доледниковые.

Скифские глины и ископаемые почвы.

Попытку сопоставления скифских глин и ископаемых почв в среднем Приднепровье, области днепровского ледникового языка, сделал М.Ф. Веклич (1961). Он определяет северную границу распространения скифских глин на Украине и описывает стратификацию скифских глин. Во внеледниковой области, как пишет М.Ф. Веклич, строение водоразделов просто. Лёссовые породы переходят книзу постепенно в красно-бурые и коричневые нижнечетвертичные суглинки, а последние в красно-бурые плиоценовые глины. Нижнечетвертичные (как считает М.Ф. Веклич) красно-бурые и коричневые суглинки представляют собой кору выветривания. В понятие «выветривание» М.Ф. Веклич включает и процессы почвообразования. Красно-бурые и коричневые ископаемые почвы зональны. Это следует, во-первых, из того, что их северная граница на Украине имеет широтное простирание. Она проходит южнее Константинова, через Канев и Сумы (а также, по П.К. Заморию 1953, – через Чернигов), то есть частично распространяется и на область днепровского ледникового языка. Во-вторых, к северу намечается переход красно-бурых и коричневых почв в следующий зональный тип ископаемых почв – в чернозёмы и в серые лесные почвы (в древнеледниковой области); последние еще далее к северу переходят в

подзолистые почвы.

Красно-бурые и коричневые образования представляют собой в действительности почвы, что и доказывает М.Ф. Веклич, описывая в них генетические почвенные горизонты. В этих почвах можно различать два горизонта: 1) верхний гумусовый до 2 м мощностью, очень сильно оглиненный (преобладает монтмориллонит) и содержащий полуторные окислы; 2) нижний карбонатный горизонт, мощностью 0,5–1,5 м, содержит кротовины и известь – до 20%.

Как описано выше, красно-бурые и коричневые почвы (кора выветривания) залегают под лёссом, в который переходят постепенно. Возраст этих почв и коры выветривания М.Ф. Веклич определяет как нижнечетвертичный.

В более молодых горизонтах (лёсса) красно-бурых и коричневых почв нет даже в Причерноморской впадине. Общая стратиграфия почв и их фациальных смен довольно сложны. Ее можно представить (по М.Ф. Векличу) в таблице 1.

Таблица 1

Ископаемые почвы Украины

Время четвертичный период	Отделы	Современная лесостепная зона	Современная степная зона
	Голоцен Q ₃	7. Подзолистые и болотные серые лесные - черноземные	7. Черноземные
	Q ₂	6. Черноземные 5. Подзолистые, болотные, к югу – серые лесные 4. Перерыв почвообразования – днепровское оледенение	6. } 5. } Черноземные 4. }
	Q ₁	3. Коричневые и красно-бурые 2. Серые лесные, болотные, черноземные 1. Коричневые и красно-бурые	3. Коричневые и красно-бурые 2. Коричневые и красно-бурые почвы 1. ----

Зональность скифских глин. Итак, почвенно-иллювиальные образования – скифские глины имеют строго закономерное зональное положение в пространстве. Они занимают и определенное положение в стратиграфическом разрезе, так как подстилают лёссы. Из этих двух фактов вытекает, что «эпоха скифских глин» знаменовала собой время совсем особенного положе-

ния зональных границ на Русской равнине. Следовательно, это время и связанные с ним события относятся к числу главнейших, которым соответствует точное определение времени, места и палеогеографической обстановки.

Очень важно уяснить зональный переход скифских глин в почвенно-элювиальные образования, примыкающие к ним с севера и северо-запада (со стороны Карпат). Об этом переходе пишут В.М. Фридлянд (1952) и П.С. Самодуров (1957). В.М. Фридлянд считает, что во время образования красноцветной коры выветривания (почв) Украины, в Закарпатье, в более влажном климате развивалась желтоземно-подзолистая кора выветривания. Очевидно, что в более сухих районах Причерноморской низменности образовалась кора выветривания со вторичными глинистыми минералами, характерными для условий слабого увлажнения и щелочной среды (монтмориллонит, бейделлит, галлуазит) и сравнительно легко подвижными гипсом и углекислым кальцием. В это же время, но к северо-западу, у Карпат, марганец и железо оказались глубоко вмытыми в кору выветривания, которая приняла каолиновый характер (белые и светло-серые суглинки) и обогатилась вторичным глинным минералом кислой среды – монотермитом. В Лоеве подзолообразование вызвало концентрацию кварца в верхнем горизонте коры выветривания. Эти данные являются дополнительным подтверждением зонального характера скифских глин, а возможно, и вертикально-поясного характера описанных изменений процессов выветривания.

Приазовье и Поволжье является вторым районом, где скифские глины хорошо изучены. В Приазовье более точно, чем в других районах, определено стратиграфическое положение границы *лессовые породы/скифские глины* которая особенно интересна.

Этим вопросам посвящены были в последние годы в середине XX столетия исследования Г.И. Горецкого (1956), В.И. Подгородниченко (1959), Г.И. Попова (1948), Г.Н. Родзянко (1959).

Подробные стратиграфические соотношения красно-бурых скифских глин и вышележащих четвертичных морских и континентальных отложений видны на профилях Г.И. Горецкого, из которых приводится один (рис. 1).

Неогеновая толща разреза начинается отложениями сармата и заканчивается скифскими глинами вверху. На неогеновые толщи наложены покровные отложения лёссового облика с тремя стратиграфически выраженными горизонтами ископаемых почв. Из них нижняя почва – на скифских глинах – пограничная, нижнечетвертичная; средняя ископаемая почва – водораздельная, предшествующая бакинскому времени, и верхняя ископаемая почва – «мечеткинская», среднечетвертичная. Она синхронна древнеэвксинскому озеру-морю и похолоданию конца окской ледниковой эпохи. Лёссовидные породы лежат выше «мечеткинской» ископаемой почвы и разделены еще двумя горизонтами ископаемой почвы: азовским (окско-днепровским) и сальским (днепровско-валдайским). Своевременно будет отметить, что весь комплекс четвертичных отложений моложе скифских глин, но нижняя граница четвертичного периода древнее древнеэвксинского озера-морья. Что касается лёссовых пород, то они полностью моложе последнего.

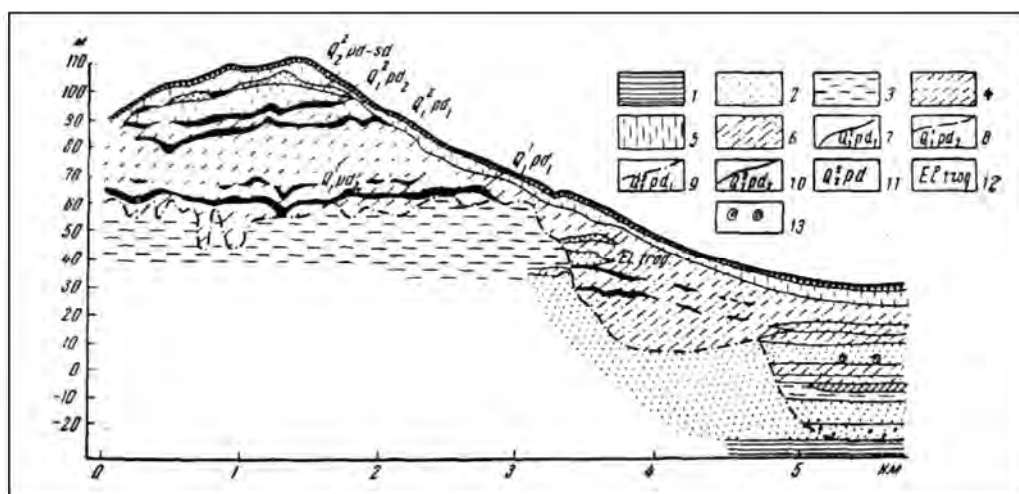


Рис. 1. Покровные породы и погребенные почвы на Доно-Сальском водоразделе и его северном склоне (по Г.И. Горецкому):

1 – отложения сарматского яруса; 2 – ергенинский горизонт; 3 – скифские глины; 4 – элювий скифских глин; 5 – делювий; 6 – аллювий III надпойменной террасы Дона; 7 – пограничный горизонт погребенной почвы (нижнечетвертичный ранний); 8 – водораздельный горизонт погребенной почвы (нижнечетвертичный ранний); 9 – бесергеновский горизонт погребенной почвы (нижнечетвертичный поздний); 10 – мечеткинский горизонт погребенной почвы (нижнечетвертичный поздний); 11 – сальский горизонт погребенной почвы (среднечетвертичный); 12 – костные остатки трогонтериевого слона; 13 – моллюски

Скифские глины, пишет В.И. Подгородниченко, в Ергенях, Восточном Приазовье и на Украине синхронны морским отложениям плиоцена, миоцена и олигоцена. Автор приводит много разрезов подобного рода, из кото-

рых видно, что возраст скифских глин и их морских аналогов не выше верхнеплиоценового (апшеронский и чаудинский ярусы). Это – олигоценые красноцветы Тургая и Северного Приаралья, красно-бурые глины Украинской плиты, лежащие на полтавских песках с аквитанской флорой, красные глины с понтической фауной левобережья Восточного Маныча, красноцветные породы продуктивной (подакчагыльской) свиты Восточного Кавказа и Восточного Прикаспия, красно-бурые глины среди чаудинских морских слоев на мысе Чауда Керченского полуострова.

В.И. Подгородниченко приводит много примеров, из которых видно, что образование красноцветов типа скифских глин на территории Юга СССР охватывает в целом время от олигоцена до верхнего плиоцена. Чтобы не впасть в ошибку при определении стратиграфического положения верхней границы скифских глин, следует иметь в виду, что переотложение красноцветного материала скифских глин легко придает красноватый цвет заведомо четвертичным отложением (астраханский горизонт в Прикаспийской низменности).

Условия залегания скифских глин подробно изучались Г.И. Поповым. В своем монографическом исследовании отложений Нижнего Дона и Приазовья Г.И. Попов выделил (1948):

Таблица 2

Четвертичные отложения	Лёссовый покров водоразделов
Плиоценовые континентальные отложения	Скифские глины Нагавские — левантийские слои Танаисские слои Ергенинские пески

Скифские, или красно-бурые, глины, пишет Г.И. Попов (1948), на Нижнем Дону содержат кости *Elephas meridionalis* Nesti, а в Западном Крыму – также кости овернского мастодонта и гиппариона. Скифские глины почти не содержат малоустойчивых минералов. Они лежат под полной (трехъярусной) толщей лёсса. В Ейске скифские глины моложе слоев апшерона (с *Apscheronia propinqua*) и моложе слоев куяльника (левантина). Они лежат также на танаисских слоях, синхронных хапровским слоям. Последние В.И. Громов (1948) от-

носит к эоплейстоцену. Г.И. Попов считает, что скифские глины Нижнего Дона и Приазовья образовались на рубеже плиоцена и плейстоцена, или, точнее, они «заканчивают плиоцен понто-каспийской области» и синхронны слоям чауды.

Г.Н. Родзянко (1959) предлагает следующую схему стратиграфии четвертичных отложений Ергеней:

- отложения террас долин;
- лёссовидные покровные суглинки водоразделов и склонов;
- пестроцветные (скифские) глины;
- ергенинская свита.

Скифские глины лежат на акчагыльских и даже на верхнеапшеронских отложениях и отвечают «возможно, низам квартера» (Г.Н. Родзянко 1959).

В западном Предкавказье скифские глины относятся к «самым верхам апшеронского времени» и вообще к «верхнему плиоцену или верхам верхнего плиоцена». Скифские глины переходят постепенно кверху в покровные лёссовидные отложения, достигающие мощности 50–60 м.

В пределах Русской равнины молодые красноцветные отложения известны также в Сыртовой области Среднего Заволжья (Герасимов И.П. и Марков К.К. 1939). А.В. Востряков (1959) выделяет в верхней, суглинистой толще сыртовых отложений нижний горизонт коричнево-бурых плотных гипсоносных и карбонатных глин.

Однако наибольший интерес представляют скифские глины Причерноморья и Приазовья. Только они имеют морские аналоги в черноморско-азовских и каспийских отложениях. В них выявлены сравнительно многочисленные палеонтологические находки, и в геохимическом (и палеопедологическом) отношении они сравнительно хорошо изучены.

В более северных районах Русской равнины (Белоруссия) контакт четвертичных и плиоценовых отложений также удалось установить по литологическим признакам. Здесь нет скифских глин, граница распространения которых к северу проходит (см. выше) через Северную Украину, а лёссовые породы распространены ограниченно, но, тем не менее, интересующий нас контакт может

быть обнаружен по различной выветрелости минералов, содержащихся в плиоценовых и четвертичных отложениях. Коэффициент выветрелости минералов из четвертичных отложений выражается долями единицы, а из неогеновых отложений – десятками единиц; неустойчивые минералы (плагноклазы, амфиболы, слюды и т. д.) иногда полностью разрушены (А.И. Коптев, 1961).

Приведенные стратиграфические данные показывают, что скифские глины образовались до конца плиоцена и чауды, то есть до начала четвертичного периода. Указанное решение вопроса является совершенно очевидным, но остается решить, продолжалось ли образование скифских глин также в эоплейстоцене и какие выводы о стратиграфическом положении последнего возникнут, если физико-географические условия, необходимые для образования скифских глин, не прекратились на нижней границе эоплейстоцена, но продолжались в эоплейстоцене.

Решения вопроса о возрасте верхней границы. Верхняя граница скифских глин в Причерноморье и в Приазовье лежит выше слоев акчагыла, апшерона, возможно, чауды и выше хапровских слоев. Последние В.И. Громов [38] считает эоплейстоценовыми, то есть нижнечетвертичными, и синхронизирует их с акчаглом или апшероном. Скифские глины содержат наравне с остатками плиоценовой фауны млекопитающих (гиппариона) остатки первых представителей рода *Elephas* (*Archidiskodon*). Эти признаки выдвигаются как палеонтологическое основание для отнесения верхних горизонтов скифских глин к четвертичному периоду, его нижнему отделу – эоплейстоцену. При таком решении вопроса граница *лессовая толща/скифские глины* будет отвечать границе нижнего и среднего отдела четвертичного периода, иначе – границе эоплейстоцена и собственно плейстоцена. Однако против изложенного вывода можно возразить следующее: принять, что миоплиоценовые скифские глины продолжали образовываться в нижнечетвертичное время, это значит признать отсутствие заметных изменений природы на рубеже *четвертичный период/плиоцен* и наличие более резких изменений внутри одного и того же четвертичного периода (*плейстоцен/эоплейстоцен*).

Итак, ископаемая фауна млекопитающих скифских глин дает основания

для понижения границы четвертичного периода. Но геохимия скифских глин, являющаяся отражением суммы природных условий их образования, указывает на противоположное решение, как на более правильное. Это второе решение вопроса означает проведение границы плиоцена и четвертичного периода по кровле скифских глин и по подошве лёссовой толщи, а значит, на уровне появления перигляциальных флор Русской равнины и в основании отложений века окского оледенения (К.К. Марков и др. 1965).

Азиатская часть России. Красноцветные молодые отложения типа скифских глин Русской равнины известны в Средней Азии, Казахстане, в Сибири, на Дальнем Востоке. В Средней Азии красноцветы широко развиты. В горах они обращают на себя больше внимания, чем на равнинах. Мезокайнозойские отложения среднеазиатских гор можно разделить на две толщи: нижнюю – красноцветную и верхнюю – палевою (С.С. Шульц, 1948).

С.С. Шульц назвал нижнюю толщу киргизским красноцветным комплексом, а верхнюю толщу – тянь-шаньским орогеническим комплексом.

Обзору красноцветной коры выветривания посвятил два исследования А.И. Перельман (1954, 1955). Он отмечает, что окраску красноцветной коре выветривания придают гидроокислы железа. Они характерны не для сухого, а для влажного климата. Но карбонаты в этих корах свидетельствуют, с другой стороны, о сухом климате. Это противоречие можно разрешить, только предположив смену и наложение результатов двух обстановок. В условиях влажного климата возникла аллитно-сиалитная кора выветривания, богатая окислами железа. Затем на этой основе в более сухом климате накопились углекислый кальций, гипс и даже хлориды. Наконец, образование красноцветной коры выветривания в условиях Средней Азии сменилось ее разрушением и переотложением. Свои соображения А.И. Перельман относит к следующим хронологическим рубежам: 1) образование коры выветривания, преимущественно каолиново-сиалитной – триас – юра (точнее T_3 — J_1); 2) консервация коры выветривания под «броней» морских меловых и палеогеновых отложений; 3) засоление коры выветривания – в палеогене и позднее.

Таким образом, красноцветы Средней Азии гораздо древнее красноцветов

Юга Русской равнины.

Как сообщает К.В. Никифорова (1956), в Центральном Казахстане кора выветривания палеозойская, мезозойская и третичная (до верхне-олигоценовой). На Урале кора выветривания триасовая–миоценовая. В Алтайском крае, согласно Е.Н. Щукиной (1956), кора выветривания мезозойская и кайнозойская. Охристая и красноцветная кора выветривания образовывалась еще в конце плиоцена, то есть так же недавно, как и на Юге Русской равнины.

На равнине Северного Казахстана и отчасти на Юге Западно-Сибирской низменности также есть плиоценовые красноцветы. Они представлены глинами и приурочены к толще пестроцветных песчаных комковатых глин с известково-мергелистыми стяжениями в нижних горизонтах ископаемых почв. Местами эти глины имеют красноватый цвет. Ниже залегают нижнеплиоценовые пески с павлодарской фауной млекопитающих (носороги, жирафы, страусы, мастодонты, быки (К.В. Никифорова, 1953). В плиоцене К.В. Никифорова предполагает здесь сухую степь. Однако можно думать, был и дождливый сезон (зимний). В Северном Казахстане красноцветные коры выветривания и отложения формировались только до среднего плиоцена. Все более молодые отложения не являются красноцветными. Другое дело в Центральном и Южном Казахстане, где красноцветные отложения прослеживаются до верхнего плиоцена.

Е.М. Великовская изучала красноцветные отложения Южного Алтая. Она отмечает, что «в пределах СССР и за рубежом широко распространены континентальные отложения плиоцена. Особенно широкое развитие имеет красноцветная песчано-глинистая толща, в ряде мест заключающая и гиппарионовую фауну» (Е.М. Великовская, 1955). Кора – известковистая, гипсоносная. На Урале в красноцветной коре выветривания найдены остатки *Elephas (Archidiskodon) meridionalis*, в Калбе – *Mastodon borsoni* Haus.

Палеогеографическая обстановка. Для оценки о палеогеографических условиях образования скифских глин можно опираться на геохимические и палеоботанические данные. Те и другие кратко излагались выше, но могут быть дополнены.

Геохимия скифских глин наиболее подробно описана П.С. Самодуровым

для Западной Украины – одного из ключевых районов. Бурые и красно-бурые скифские глины часто содержат бобовины и налеты железа и марганца, стяжения карбонатов кальция и магния, кристаллы гипса. Глины образованы дисперсным глинистым буровато-красным веществом. Зерна кварца несут следы растворения и замещения вторичным глинистым веществом вплоть до полного замещения зерен кварца, а также полевых шпатов и слюды глинистым веществом. Дисперсное глинистое вещество состоит из железистого монтмориллонита, бейделлита, галлуазита, гётита и гидрогётита.

Следует заметить, что современное учение о тонкодисперсных минералах различает несколько групп вторичных дисперсных минералов, образующихся в корях выветривания и почвах. Они обобщаются в два класса тонкодисперсных (то есть глинистых) минералов (Седицкий 1952).

1. Класс минералов щелочных условий образования.

К ним относится монтмориллонит, бейделлит, мусковит, иллит. Эти минералы образуются в условиях сухого климата (например, в каштановых и, вероятно, в коричневых почвах).

2. Класс минералов кислых условий образования.

Эти минералы – каолинит, монотермит, галлуазит, гематит. Они образуются во влажном климате (например, в подзолистых почвах и, латеритах).

По окраске скифские глины Юга Русской равнины похожи на красноцветную кору выветривания тропиков, образовавшуюся в теплом и постоянно влажном климате. Однако вопрос гораздо сложнее. Против сделанного предположения говорит высокое содержание сравнительно легко подвижного углекислого кальция. В условиях постоянного энергичного промывания коры выветривания тропиков карбонаты кальция, а тем более гипс, несомненно, были бы вынесены. Кальций отсутствует, например, в постоянно влажной обстановке красноцветов Закавказья.

Поэтому наиболее вероятно, что скифские глины формировались в климате теплом, но с переменными сухими и влажными периодами в году. Такой климат господствует в настоящее время в субтропическом поясе Средиземноморья. На это указывает и характер пыльцы, найденной в скифских глинах, а также остат-

ки таких животных, как антилопы, гиппарионы и страусы.

Геохимические особенности скифских глин Юга Русской равнины нельзя объяснять сменой двух обстановок: постоянно влажной и постоянно сухой. Это предположение, возможно, справедливо для Средней Азии, где оба режима (зоны) господствовали в течение огромного периода времени (от конца палеозоя до неогена). Иначе обстояло дело на Юге Русской равнины, где скифские глины образовались на протяжении короткого отрезка времени плиоцена. За такой небольшой срок невозможно предположить смену одних географических зон другими.

Характерно, что и Л.С. Берг считал, что «выветривание красно-бурых глин происходило в условиях более теплого и более влажного климата, чем какой свойствен Украине...» (Л.С. Берг, 1947).

Географические условия Юга Русской равнины в плиоцене и эоплейстоцене были изучены Е.Н. Анановой. Опираясь на спорово-пыльцевой метод, она опубликовала полную реконструкцию смены палеогеографических обстановок южной половины Русской равнины в плиоцене и пришла к следующим выводам.

Географические условия изменились в верхнем миоцене (сармате), когда остепнение стало распространяться с юго-востока на юг Русской равнины. Степи продолжали распространяться на Юге в плиоцене (северная часть Русской равнины была покрыта тайгой). Сохранялись реликты тургайской лесной флоры.

Раньше всего на Юге Русской равнины степные участки появились в районах Прикаспия – Приазовья, что совершенно естественно. В отложениях среднего миоцена пыльца трав и кустарничков достигает уже 15—20 % (эфедра, полынь, сложноцветные). В отложениях среднего сармата содержание этой пыльцы достигает 45—90% (рис. 2). В верхнесарматских отложениях «господствуют уже почти безраздельно пыльца травяных и кустарничковых растений». Степи в указанном районе господствуют в понте. «Прогрессирующее нарастание сухости климата происходит на протяжении всего неогена».

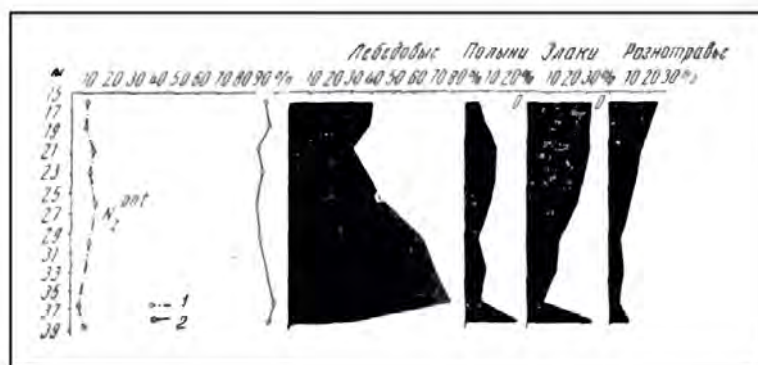


Рис. 2. Пыльцевая диаграмма понтических отложений близ ст. Кумшацкая в районе Нижнего Дона (по Е. Н. Анановой)

1 — сумма пыльцы деревьев и кустарников; 2 — сумма пыльцы недревесных растений

Итак, в течение плиоцена и вместе с эоплейстоценом, во время образования скифских глин на Юге Русской равнины преобладали степи. Хотя климат и был влажнее современного, но невозможно допускать для этого времени климат влажный и теплый. Предположение, несовместимое с господством степной, может быть, саванной растительности, в то же время и с высокой карбонатностью скифских глин. Е.Т. Ломаева указывает (1957), что пыльца из скифских глин принадлежит степным растениям, на 80–90% это травы, главным образом маревые.

Скифские глины Юга Русской равнины в плиоцене (и эоплейстоцене) образовались в степных или саванных условиях, в климате сухом, но с влажным зимним сезоном, типа современного средиземноморского субтропического климата.

Необходимо найти место скифским глинам в системе географических зон плиоцена, четвертичного периода и современности. Нужно иметь в виду большое разнообразие красноцветных кор выветривания и красноцветных почв² Л.И. Прасолов выделял три типа современных красноцветных почв, имеющих широкое распространение (табл. 3).

² Описывая красноцветные субэральные образования, часто нет возможности практически разграничить понятия «кора выветривания» и «почва». К тому же оба понятия, как известно, не антагонистичны, а родственны друг другу. Исследователи скифских глин пишут: одни о коре выветривания, другие о почвах.

В современном курсе почвоведения и географии почв И. П. Герасимов и М. А. Глазовская (1960) описали различные красноцветные почвы. И. П. Герасимов пишет «латеритные почвы» (красноземы и желтоземы).

Б. Б. Польшов писал (1944) «Красноземная кора выветривания и ее почвы» и т. д.

Красноцветные почвы (по Л.И. Прасолову)

Вся суша		Наименование	СССР	
км ²	%		км ²	%
3 743 тыс	2,5	Красноземы субтропические	3000	–
10 667 тыс	7,2	Красноземы тропических лесов	–	–
3 218 тыс	2,2	Латеритные почвы	–	–

И.П. Герасимов и М.А. Глазовская (1960) выделяют следующие генетические типы красноцветных (иногда частично) почв:

- серо-коричневые почвы субтропических степей;
- коричневые почвы сухих лесов и кустарников;
- красновато-черные почвы субтропических прерий;
- красноземы и желтоземы влажных субтропических лесов;
- латеритные оподзоленные почвы экваториальных лесов;
- красные почвы высокотравных саванн;
- красноземы и желтоземы.

Все они могут быть объединены по признаку красноватой окраски («красноцветы») и разделены как почвы, с одной стороны, субтропических, с другой стороны, тропических (включая экваториальный) климатов. Первые имеют много провинциальных особенностей, так как красноземные и коричневые почвы субтропиков образуются лишь там, где осадков выпадает достаточно. В субтропических пустынях красноцветные и коричневые почвы не образуются.

Среди красных и коричневых почв (и кор выветривания) особенно могут интересовать разновидности, приуроченные к условиям относительно сухого, но сезонно влажного климата и травянистых (степных) формаций: коричневые почвы сухих лесов и кустарников (Средиземье Южной Европы и Северо-Западной Африки), серо-коричневые почвы субтропических степей. Коричневые и серо-коричневые почвы были выделены совсем недавно. Коричневые почвы образуются в условиях сухого лета и влажной зимы субтропиков. В зимний довольно теплый и влажный период происходит интенсивное химическое

выветривание и новообразование глинных минералов. Легкорастворимые хлориды и сульфаты вымываются совершенно, но карбонаты кальция остаются и откладываются на глубине 50 см и более, где образуют иллювиальный карбонатный горизонт. В течение сухого и жаркого лета растворы солей подтягиваются кверху и почвы обогащаются карбонатами кальция, но на некоторой глубине от поверхности (15 — 30 см), где почва не так суха, как на поверхности, образование глинистых минералов продолжается. Гумусовый горизонт не очень мощный (около 40 см), содержание гумуса 4–7%. Коричневые почвы развиваются под сухими средиземноморскими лесами и кустарниками.

Недавно выделен также тип серо-коричневых почв субтропических степей. В отличие от каштановых почв, несколько сходных с ними по окраске, серо-коричневые почвы образуются в условиях теплых и сравнительно влажных зим.

Однако климат зоны серо-коричневых почв суше климата коричневых почв. Поэтому процессы образования глинистых минералов менее интенсивны. Серо-коричневые почвы карбонатны, гумусовый горизонт менее мощный, чем у коричневых почв, содержание гумуса меньше (3–4%). Серо-коричневые почвы известны в Средиземноморье и в горах Средней Азии. Они образуются под степными ассоциациями или зарослями низкорослых кустарников.

Предполагается, что при современном уровне наших знаний, впрочем, совершенно еще недостаточном, наиболее вероятными аналогами скифских глин Юга Русской равнины следует считать коричневые и серо-коричневые почвы (коры выветривания) субтропического пояса с переменным сухим режимом климата. Следует обратить внимание на то, что эти почвы только частично связаны со степными растительными ассоциациями и в большей степени (коричневые почвы) с ксерофитными кустарниками (маквис) и лесами. Нет и основания считать Юг Русской равнины в плиоцене покрытым только степной растительностью. Вполне естественно допустить (к этому есть некоторые данные, изложенные выше) присутствие своеобразных ксерофитных кустарниково-лесных группировок. Следует иметь в виду, что Юг Русской равнины в плиоцене, как и теперь, представлял собой район неоднородный, с климатом более влажным на

западе, чем на востоке, что не могло не отразиться на изменении растительного покрова и процессов выветривания в широтном направлении. Это умозаключение подтверждается фактами. Они были изложены выше. «Великое остепнение» Евразии распространялось с востока и охватило Прикаспий раньше, чем Западное Причерноморье. Фациальный переход древних красноцветов Одессы в древние подзолы Прикарпатья также был отмечен выше.

Следует, однако, говорить больше о гомологиях, чем об аналогиях. Скифские глины плиоцена Юга Русской равнины могут и не иметь абсолютных аналогов в современных почвах и корах выветривания субтропического пояса.

Для определения амплитуды горизонтальных зональных сдвигов, которые произошли после образования скифских глин, представим себе современную северную границу коричневых и серо-коричневых почв. Граница проходит через Южную Францию, южнее Альп (в Италии), через Балканский полуостров, Южный берег Крыма, Закавказье. Далее мы находим эти почвы в предгорьях Средней Азии, включая предгорья Джунгарского Алатау (И.П. Герасимов, 1961).

Выводы.

1. Красноцветы, или скифские глины, представляют собой в целом гетерогенные и гетерохронные (метахронные) образования. На Юге Средней Азии образование красноцветов закончилось в начале юрского периода; на равнинах Северного Казахстана – в середине плиоцена; на Юге Русской равнины – в конце плиоцена.

2. Более точно стратиграфическую границу *лессовые породы/скифские глины* можно датировать на Юге Русской равнины, где она проходит близко к верхней границе слоев чауды, хапровских и апшеронских слоев, что соответствует, согласно взглядам различных авторов, границе плиоцена и четвертичного периода или границе нижнечетвертичного отдела (эоплейстоцена) и среднечетвертичного отдела четвертичного периода. Один из основных принципов современного естествознания гласит, что «почва (и, конечно, кора выветривания) образуется путем чрезвычайно сложного взаимодействия местного климата, растительных и животных организмов, состава и строения горных пород, рельефа местности, наконец, возраста страны» (К.К. Марков, 1965).

Разделить скифские глины на два слоя между плиоценом и четвертичным периодом – значит разорвать единый природный процесс на две части. Это означало бы неправильное решение стратиграфической задачи проведения нижней границы четвертичного периода. Так считают и палинологи.

Однако палеозоологи возражают, указывая, что многие современные формы (роды) млекопитающих возникли еще до окончания образования скифских глин (ниже границы *лессовые породы/скифские глины*). Окончательное же решение вопроса о положении нижней границы четвертичного периода следует отложить до рассмотрения материалов по зарубежным территориям.

3. Ближайшими гомологами скифских глин являются современные коричневые и серо-коричневые почвы. Скифские глины образовались в климате, в общем, сухом, но с влажными зимами, типа современного средиземноморского климата. Зимы были теплые, почти безморозные, что заставляет предполагать физико-географическую обстановку совершенно иной, чем физико-географическая обстановка южнорусских степей в четвертичном периоде и в настоящее время.

Скифские глины образовались в обстановке степных пространств, перемежавшихся с сухолюбивыми кустарниковыми зарослями и перелесками (на западе равнины).

4. Северная зональная граница скифских глин находилась в 700 км севернее северной границы аналогичных современных образований (район Сум на Украине – Южный берег Крыма, по 35° в. д.).

Геоморфологические особенности территории

В главе представлены геоморфологические закономерности южной части Сыртового Заволжья и северной половины Прикаспийской низменности на основе исследований названных областей (А.Г. Доскач, 1954).

Геоморфология территории южного Заволжья изучена крайне неравномерно. Наряду с прекрасными монографическими описаниями одних частей ее (С.С. Неуструев и Л.И. Прасолов, 1903; С.С. Неуструев и А.Д. Архангельский, 1907; С.С. Неуструев Ф.П. Саваренский, 1931, и др.), природа других частей (преимущественно Прикаспийской низменности) освещена недостаточно. Некоторые основные вопросы истории формирования рельефа и геологического строения Сыртового Заволжья и северного Прикаспия до сих пор еще не ясны и спорны.

Анализ материала по стратиграфии сыртовой толщи Заволжья дает основание согласиться с Ф.П. Саваренским (1927, 1931), указывавшим на четвертичный возраст основной части этой толщи, и подойти к вопросу расчленения ее и конкретного сопоставления с разрезом четвертичных отложений Прикаспия. В вопросе о происхождении рельефа Прикаспийской низменности анализ материала и двухлетние полевые исследования заставляют признать, вопреки представлениям М.М. Жукова (1946), ограниченную роль блуждания рек и большую роль тектоники, в том числе молодой и солянокупольной, в формировании рельефа низменности.

В 1951 г. И.П. Герасимов в качестве рабочей гипотезы выдвинул представление о развитии в северном Прикаспии (Волго-Уральское междуречье) крупных молодых синклинальных и антиклинальных структур общего северо-западного простирания, играющих большую роль в создании макрорельефа. Ю.А. Мещеряков (1951, 1952) указывает на деформации поверхности низменности под влиянием новейшего роста соляных куполов и подчеркивает также связь усиленной активности солянокупольной тектоники с зонами синклинальных структур И.П. Герасимова. Материалы полевых исследований (А.Г. Доскач, 1954) позволяют подтвердить в целом гипотезу И.П. Гера-

симова. Они указывают также на большую роль соляной тектоники в формировании мезорельефа Прикаспийской низменности. Наряду с влиянием молодой тектоники, большую роль в развитии характерных черт рельефа и природы низменности (область бессточных рек и больших лиманов Волго-Уральского междуречья и т. д.) играют также древние и отчасти размытые поднятия коренных пород, перекрытые толщей молодых четвертичных отложений.

Общая характеристика рельефа и геологического строения

Южная часть низкого Заволжья, от р. Большой Иргиз до Каспийского моря, охватывает две не сходные по рельефу, геологическому строению и физико-географическим условиям области: увалистое степное Сыртовое Заволжье и северную часть полупустынной Прикаспийской низменности. На востоке Сыртовое Заволжье окаймлено возвышенностью Общего Сырта, на западе — р. Волгой. Северная часть Прикаспийской низменности рассматривается в границах между реками Волгой и Уралом, а к югу — до северной окраины Волго-Уральских песков.

Своеобразие рельефа и ландшафтов Заволжья связано с особенностями его палеогеографии и геологического строения, а также с климатическими условиями — в первую очередь с засушливостью, увеличивающейся к югу и к востоку. Для Прикаспийской низменности большую роль играют бессточность и необычайная равнинность территории.

Сыртовое Заволжье и Прикаспийская низменность представляют собой молодые аккумулятивные равнины, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми отложениями. Они расположены в пределах тектонических депрессий и ограничены с запада и с востока древними платформенными возвышенностями (Приволжская возвышенность за Волгой, Общий Сырт на востоке), сложенными плотными коренными породами мезо-палеозойского возраста.

Рельеф Сыртового Заволжья — эрозионный, поверхность его увалистая, расчлененная довольно густой сетью рек и балок, связанных с бассейном Волги. Склоны к рекам и балкам нередко прорезаны оврагами. Высоты водоразделов колеблются от 160—165 м на севере до 70—60 м на юге. От Прикаспийской низменности Сыртовое Заволжье отделяется невысоким уступом. Высоты Прикаспийской низменности в северной части достигают 50 м, а на юге района, у северной границы Волго-Уральских песков, колеблются около нуля. Прикаспийская низменность — это морская аккумулятивная равнина с плоской, почти нерасчлененной поверхностью. Речная сеть здесь развита очень слабо, мелкие реки не имеют стока в море или в большие реки — Волгу и Урал, а теряются в понижениях северной части низменности. Характерная черта поверхности — широкое развитие бессточных впадин разной величины и формы.

Общий план геологического строения южного Заволжья несложен. В северной его части (Сыртовое Заволжье), пересекая долину Большого Ирги-за, протягивается на юго-запад, подходя на севере близко к поверхности, палеозойское поднятие Заволжья. (Н.И. Николаев, 1933, 1935; А.Н. Розанов, 1946 и др.), сложенное древними плотными породами (карбон, пермь и т. д.) К востоку от поднятия располагается обширная Узени-Иргизская депрессия, имеющая, повидимому, плиоценовый возраст (Г.В. Вахрушев и А.П. Рождественский, 1953). Она заполнена толщей песчано-глинистых, пресноводных (сыртовых) отложений, залегающих на морских. На западе в пределы Сыртового Заволжья отчасти заходит глубокая Вольская мульда, также прикрытая с поверхности рыхлыми молодыми осадками. К югу пласты палеозойских пород быстро погружаются, переходя к глубокой Прикаспийской впадине. По геоморфологическим данным, подтверждаемым последними исследованиями саратовских геологов (Г.И. Вахрушев и А.П. Рождественский, 1953), впадина Сыртового Заволжья не открыта полностью к Прикаспийской впадине, а отделяется от нее подземным структурным выступом, протягивающимся вдоль южной окраины Сыртового Заволжья, примерно от р. Еруслана на восток к

рекам Малый и Большой Узени и к юго-западному отрогу Общего Сырта, окаймляющего с севера восточную часть Волго-Уральского междуречья. Возраст выступа и его строение подтверждается геоморфологическими данными, — в первую очередь обособленностью в рельефе Прикаспийской низменности от Сыртового Заволжья и некоторыми особенностями в строении долин и направлении течения пересекающих его рек. В течение четвертичного периода этот Ерусланско-Узенский выступ оказывал большое влияние на характер формирования поверхностных отложений, слагающих Сыртовое Заволжье. Второй, более южный и гипсометрически более низкий структурный выступ располагается, согласно геофизическим и геоморфологическим данным, в средней части Прикаспийской впадины. Он начинается за Уралом и тянется на запад к Волге, пересекая низменность в направлении с юго-востока на северо-запад. Этот Прикаспийский выступ в свою очередь разделяет впадину на две части: северную — менее глубокую и южную — более глубокую. Оба выступа осложняют, но не нарушают общего погружения к югу пластов коренных пород, слагающих южное Заволжье. Они разделяют его на три части, отделенные одна от другой неширокими поднятиями, из них южная окаймляет впадину современного Каспия.

В пределах собственно Прикаспийской впадины, помимо уже указанных, можно выделить ряд более мелких структур разного возраста. Большинство их прямо выражено в рельефе.

Для южного Заволжья характерно также проявление новейшей тектоники, заключающееся в медленных поднятиях одних участков и в опускании других. В настоящее время в Сыртовом Заволжье, к югу от Большого Иргиза до границ низменности, основной тектонической тенденцией на большей части поверхности является стремление к весьма медленному воздыманию. Оно сказывается в первую очередь на изменении строения речных долин и, в связи с этим, на изменении интенсивности размыва водораздельных склонов. В западной, прииргизской, части области, судя по строению долины Большого Иргиза, напротив, отмечается тенденция к медленному прогибанию.

В Прикаспийской низменности молодые движения земной коры разного знака, в том числе и связанные с солянокупольной тектоникой, играют большую роль в формировании современной орографии и характерных особенностей рельефа этой только на первый взгляд однообразной поверхности.

Основные черты истории развития рельефа

В течение третичного периода происходило формирование основных особенностей современной орографии Поволжья в целом и Заволжья как его части. В это время в результате неравномерных движений земной коры, связанных с альпийским орогенезом, здесь над поверхностью заливавших юго-восток Русской равнины морей начали подниматься и обособляться и рельефе возвышенности, окаймляющие Заволжье. В середине третичного периода (миоцен) поднялись из-под моря Приволжская возвышенность и Общий Сырт и обозначилась разделяющая их пониженная область Заволжья. Во вторую же половину третичного времени наметились тектонические глубокие депрессии древних ложбин средних течений рек Волги и Урала. В плиоцене крупным событием геологической истории юго-востока Русской равнины был прогиб земной коры в области южного Заволжья и внедрение в него с юга акчагыльского моря, затопившего всю Прикаспийскую низменность и Сыртовое Заволжье и вторгавшегося узким заливом на север почти до Казани. Это море отложило мощную толщу глин с прослоями суглинков и песков. После отступления акчагыльского моря Сыртовое Заволжье в течение всего четвертичного периода больше уже не заливалось морскими водами. Прикаспийская низменность, напротив, от акчагыльской эпохи до наших дней несколько раз заливалась водами древнего Каспия, причем периоды расширения его границ (трансгрессии) сменялись периодами, когда море отходило к югу, оставляя поверхность низменности во власти субэральных агентов. Наиболее древней и обширной была в четвертичное время бакинская трансгрессия; границы следующей за нею хазарской трансгрессии были значительно уже. Последняя, наиболее поздняя, хвалынская трансгрессия покрыла

всю поверхность низменности до абсолютных высот около 50 м. Абсолютные высоты береговых линий более древних (бакинского и хазарского) морей точно не установлены.

В четвертичном периоде сформировалась в основном речная сеть Заволжья, причем наиболее крупные притоки Волги, в том числе реки Большой Иргиз, Еруслан и др., использовали частично для своих долин древние ложбины тектонического и эрозионно-тектонического происхождения. В четвертичное время сформировались террасы Волги и Урала. Жизнь и история развития этих рек в их среднем и нижнем течении была связана с историей Каспийского моря, и строение долин их имеет между собой много общего. К северу от Прикаспийской низменности в долинах Волги и Урала развиты три надпойменные террасы и пойма, причем третья надпойменная терраса имеет хазарский, вторая — хвалынский и первая — позднехвалынский возраст.

В Прикаспийской низменности в хазарское время ложбины Волги и Урала также уже существовали, и в них формировались аллювиальные отложения, аналогичные отложениям третьей надпойменной террасы на севере. В хвалынское время, когда долины этих рек были затоплены морем, террасовые отложения в них были погребены под хвалынскими морскими. В пределах Прикаспийской низменности террасы Волги и Урала начали вновь формироваться только после отступления хвалынского моря, в позднехвалынскую стадию его стояния.

Сыртовое Заволжье

Сыртовое Заволжье представляет собой увалистую равнину, сложенную с поверхности толщей лёссовидных бурых суглинков, носящих название «сыртовых», и расчлененную довольно густой, но сравнительно неглубоко врезанной сетью рек волжского бассейна и балок. Наибольшие высоты сыртовая равнина имеет в северо-восточной части, расположенной южнее р. Большой Иргиз, в районе, граничащем с Общим Сыртом. К югу высоты равнины постепенно падают, достигая у южной ее окраины 90—65 м. Несколько

менее значительное падение высот наблюдается к западу, к долине р. Волги.

Рельеф Сыртового Заволжья эрозионный. Однако эрозионное расчленение области — молодое и относительно неглубокое. Глубина вреза долин и балок, расчленяющих поверхность Сыртового Заволжья, не превышает 40 — 80 м. Балки обычно не прирезают полностью слагающую поверхность желтобурую (верхнюю) лессовидную сыртовую толщу, и подстилающие ее отложения вскрываются только в обрывах отдельных речных долин. Склоны к рекам и балкам прорезаны небольшими оврагами, внедряющимися своими верховьями вглубь водоразделов.

Наиболее крупные реки Сыртового Заволжья, впадающие в Волгу, — Большой Иргиз с Камеликом, в свою очередь принимающим ряд притоков, стекающих с юго-западной ветви Общего Сырта, затем реки Большой Караман, Еруслан (на юге, на границе с Прикаспийской низменностью) и Тарлык. Особняком стоят реки Большой и Малый Узени, текущие почти параллельно друг другу (на юго-юго-запад) в Прикаспийскую низменность, где они заканчиваются, дробясь на протоки в лиманах и плоских озерах Камыш-Самарской бессточной системы. Долины широтного направления обычно асимметричны. Обращенные на юг их правые берега — крутые и высокие, левые же — низкие и отлогие. Соответственно этому асимметричны и междуречные увалы. Происхождение асимметричных долин связано здесь с различной экспозицией склонов, создающей различные условия поверхностного стока: быстрого и разрушительного на склонах южной экспозиции и медленного, постепенного на склонах, обращенных к северу.

Основные черты геологического строения

Сыртовое Заволжье сложено толщей песчано-глинистых континентальных отложений, залегающих на морских плиоценовых (акчагыльских) отложениях. Последние подстилаются пресноводными отложениями того же возраста, образующими на поверхности нижележащих пород линзовидные скопления.

Плиоценовые осадки залегают на морских плотных породах мезопалеозойского фундамента Заволжья, который выходит на поверхность лишь в отдельных районах южного Заволжья. В северо-западном углу Сыртовой области близ Волги возвышаются останцы коренных пород в виде невысоких (до 100 м высоты) горушек, называемых «Три мара». В районе палеозойского поднятия и у Общего Сырта коренные породы вскрываются в обрывах речных долин.

На коренных породах под акчагыльскими морскими отложениями местами залегают песчаные пресноводные (кинельские, по А.Н. Мазаровичу, 1927) слои раннеплиоценового возраста, иногда достигающие большой мощности и выполняющие глубокие древние долины и депрессии, возникновение которых связано с тектоникой и огромной глубиной размыва поверхности доакчагыльскими реками.

Акчагыльские отложения в центральной части Сыртового Заволжья имеют мощность 150 м и более. Они представлены сине- и светлосерыми, местами тонкослоистыми и трещиноватыми глинами, глинистыми песками и суглинками. На западе – у Волги, на севере – у палеозойского поднятия Заволжья и у окаймляющей Заволжье возвышенности Общего Сырта акчагыльские отложения слагаются песками и серовато-бурыми глинами с прослоями песков, гальки и ракушечников. На дневную поверхность в пределах Сыртового Заволжья они выходят в обрывах рек Чалыклы, Жестянки и др. (восточная часть области). Местами здесь даже междуречные пространства слагаются акчагыльскими образованиями, прикрытыми тонким слоем делювиальных суглинков или сыртовых глин.

На акчагыльских отложениях в виде отдельных скоплений залегают аллювиальные глинистые пески с пресноводной фауной. Граница между ними и вышележащими четвертичными образованиями неясна. Эти пески обозначают начало послеплиоценового континентального цикла, установившегося в Заволжье за отступанием моря и ознаменовавшегося в целом накоплением здесь мощной толщи довольно разнообразных литологически пресно-

водно-континентальных отложений. Толща этих отложений делится на четыре яруса, отражающих изменение условий их накопления. В литературе (Ф.П. Саваренский, 1931, и др.) три верхних яруса носят обычно название сыртовых глин; нижнему же, представленному наadakчагальскими глинистыми песками, присвоено название спиридоновской серии – по С.С. Неуструеву (1909), или домашкинской – по А.Н. Мазаровичу (1927). По мнению А.Г. Доскач, кажется более целесообразным всю толщу континентальных отложений Заволжья именовать сыртовой, подчеркивая этим известное единство континентального цикла, сменившего морской на территории Заволжья. Ниже дается описание сыртовой толщи по ярусам (снизу вверх).

1. Судя по буровым и естественным разрезам, нижний (наadakчагальский) ярус континентальной толщи Заволжья представлен толщей желтобурых и сероватых слюдистых средне- и мелкозернистых глинистых водоносных песков. Мощность их варьирует от 5–6 до 8–12 м, но иногда резко увеличивается. Поверхность песков размыта. Обычно они не залегают сплошным слоем, а образуют разорванные плащи и скопления, связанные с неровностями древнего рельефа. Неровности рельефа песков оказывают непосредственное влияние на мощность залегающей на них сыртовой толщи.

Характер распространения и общий облик наadakчагальских песков позволяют думать, что в период их формирования процессы размыва преобладали над процессами широкой покровной аккумуляции осадков;

2. Следующий кверху ярус континентальной толщи Заволжья представлен плотными, местами трещиноватыми краснобурыми и коричневобурыми с красноватым оттенком скифскими глинами. Их особенность – большое количество карбонатных включений в виде журавчиков и конкреций разнообразной величины и формы, а также кристаллов и друз гипса. Местами в толще имеются темнобурые прослои погребенной почвы. Под ними часто располагается белесовато-бурый уплотненный карбонатный (мергелистый) горизонт. Коричневобурая окраска преобладает в верхней части толщи мощностью от 2 до 18 м; к ней же обычно примыкают слои погребенных

почв. На отдельных участках вся скифская коричнево-бурая толща несколько гумусирована и имеет темно-бурую окраску. Нижняя часть толщи, мощностью от 1,5 до 8 м, отличается более ясно выраженной красноватой окраской, сохраняющейся, за малыми исключениями, на всей территории Сыртового Заволжья. На границе с нижележащими водоносными песками толща глин обычно оглеена и окрашена в зеленоватый со ржавыми и серыми пятнами цвет. Невзирая на известные вариации окраски толщи, в целом за ней целесообразно, по преобладанию красноватого оттенка, сохранить общее название толщи красно-бурых скифских глин, ясно отличающихся от вышележащих желто-бурых.

Характерная черта красно-бурой скифской толщи – ее покровное распространение. Она плащом облекает неровности нижележащей поверхности, смягчая и выравнивая их. Общая мощность глин колеблется от 6 – 8 до 15 – 20 м, в редких случаях даже более. По направлению к палеозойскому поднятию и Общему Сырту толща их выклинивается. На юге Сыртовой области, у границы с Прикаспийской низменностью, в зоне Ерусланско-Узенского подземного выступа толща красно-бурых глин частично переходит в толщу красноокрашенных глин и суглинков бакинского возраста, известных со времен П.П. Православлева (1906, 1917, 1918, 1926) под названием астраханского яруса.

Поверхность красно-бурой толщи размывта и неровности ее оказывают влияние на изменение мощности желтобурых глин, кроющих красно-бурые (см. ниже).

Покровное распространение толщи красно-бурых скифских глин указывает на преобладание, в период их формирования, процессов широкой покровной водной аккумуляции осадков над процессами эрозионного расчленения территории. Гумусированность верхней части толщи, наличие в ней прослоев погребенных почв и всевозможных карбонатных стяжений позволяют предположить, что процесс формирования осадков протекал здесь не непрерывно, а сезонно, возможно в условиях, близких к условиям накопле-

ния глинистого аллювия в современных разливах рек и лиманах Прикаспия. Изменения в окраске верхней части краснобурых глин по отношению к нижней, более красной, части являются, по всей вероятности, следствием постепенной смены субтропических условий континентального осадкообразования (которое происходило в Сыртовом Заволжье в конце плиоцена и в начале четвертичного времени) более аридными условиями литогенеза, свойственными здесь четвертичному периоду (И.П. Герасимов и А.Г. Доскач, 1937).

3. Следующий кверху ярус сыртовой толщи относительно маломощен и лишен покровного распространения. Он представлен серыми и бурыми глинистыми песками, иногда с прослоями глин, или же светлыми средне- и крупнозернистыми песками и суглинками. Отложения этой толщи лежат на склонах и в понижениях древнего рельефа и связаны главным образом с древними речными долинами (Волги, Большого Иргиза, Камелика, Карамана, Нахоя и др.), переуглубленными по отношению к современным. На водоразделах отложения этого яруса, называемого межсыртовым, обычно отсутствуют, и верхняя желтобурая толща сыртовых отложений Заволжья залегает здесь непосредственно на красно-бурой (рис. 3). В речных долинах и вблизи них красно-бурые глины обычно отделяются от желтобурых толщей межсыртовых отложений. Нередко, однако, здесь положение бывает более сложным. В некоторых случаях красно-бурая толща оказывается полностью размытой и в глубоких депрессиях древних долин замещена толщей межсыртового аллювия, прикрытого желтобурыми глинами и пластуящегося непосредственно на надакчагыльских отложениях (рис. 3).

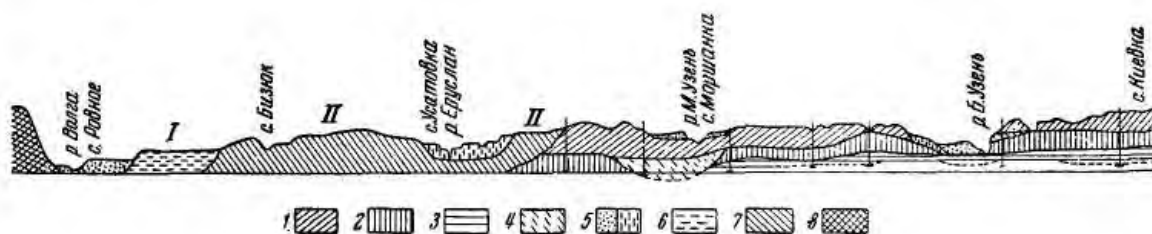


Рис. 3. Схематический геоморфологический профиль через южную часть Сыртового Заволжья.

1 — Q_{II} , желто-бурые сыртовые глины; 2 — Q_I красно-бурые сыртовые глины; 3 — $Q_I - N_2$, надакчатыльская толща; 4 — Q_{I2} межсыртовый аллювий; 5 — $Q_{III2} - Q_{IV}$, аллювий молодых речных террас; 6 — Q_{III2} , аллювий I надпойменной (позднихвалынской) террасы Волги; 7 — Q_{III1} — аллювий II надпойменной (хвалынской) террасы Волги; 8 — породы правого берега Волги.

Депрессии древних долин, даже если они погребены вышележащими сырцовыми отложениями, почти, как правило, осваиваются современными реками, аллювиальные накопления которых прислонены к сырцовым отложениям (рис. 3 и 4).

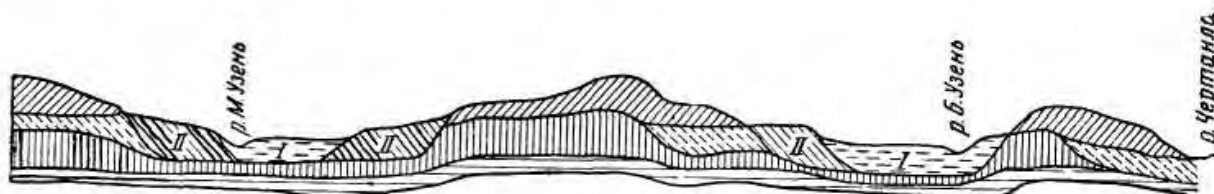


Рис. 4. Схематический геоморфологический профиль через южную часть Сыртового Заволжья.
Условные обозначения см. рис.3.

В других случаях в долинах бывает размыта верхняя желтобурая сырцовая толща, межсыртовый аллювий залегает на красно-бурых глинах, а на нем, отчасти сливаясь с ним, пластуются более молодые аллювиальные (речные или овражно-балочные) отложения (рис. 5, I и II). Наконец, в отдельных случаях в речных долинах красно- и желто-бурые скифские глины целиком размыты и долины заполнены аллювиальными образованиями разного возраста, от наadakчагыльских и межсыртовых до современных.

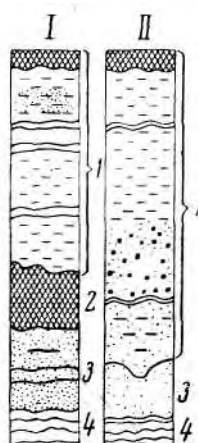


Рис. 5. Разрез сырцовых отложений Волго-Ерусланского междуречья
1- $Q_1 - Q_{IV}$, молодой и межсыртовый аллювий, разделимые; 2- Q_1 , краснобурые глины; 3- $N_2 - Q_1$ наadakчагыльская толща; 4- N_2 , акчагыл

Таким образом, характер распространения и залегания межсыртовой толщи указывает на то, что в период ее накопления условия для широкой водной аккумуляции осадков, свойственные времени образования толщи

красно-бурых скифских глин, сменились в Сыртовом Заволжье условиями, определившими преобладание здесь процессов эрозионного расчленения поверхности, формирования речных долин и преимущественно локальной аккумуляции наносов в понижениях древнего рельефа,

4. Верхний ярус сыртовых отложений состоит из лёссовидных карбонатных суглинков, затягивающих плащом поверхность Сыртового Заволжья, но не поднимающихся выше отметок 165 м. Местами толща глин прорезана серовато-бурыми прерывистыми и маломощными прослоями погребенных почв. Карбонатных включений в желтобурых глинах меньше, чем краснобурых. Они представлены здесь мелкими журавчиками и кристалликами или небольшими друзами гипса. На юге, близ Волги, сыртовые глины несколько опесчаниваются.

Мощность желто-бурых глин достигает 30 – 40 м (иногда и больше); по направлению же к Общему Сырту и к палеозойскому поднятию Заволжья она несколько уменьшается.

Покровный характер желто-бурой толщи указывает на преимущественно водное ее происхождение. В формировании ее и нижележащей толщи красно-бурых скифских глин, имеющей также покровное распространение, но отличающейся от верхней своей окраской и отсутствием лёссовидности, – много общего. Образование их связано с комплексом физико-географических факторов, из которых наиболее существенную роль играли общие изменения климата, тектоника и положение впадины Сыртового Заволжья по отношению к окружающим ее возвышенностям. Сыртовое Заволжье издавна было своеобразным базисом денудации для этих возвышенностей и областью перераспределения и аккумуляции наносов, сносимых с их склонов реками и делювиальными водами. На характер их распределения, интенсивность накопления и общий облик не могли не оказывать влияния изменения физико-географических условий в Заволжье на протяжении длительного континентального цикла, начавшегося здесь с момента отступления акчагыльского моря. Наиболее значительными такие изменения, несомненно, были в периоды

древних оледенений севера Русской равнины, особенно при таянии ледников, когда общее увлажнение климата вызывало усиление стока вод, размыва склонов, размаха блуждания рек.

Большое влияние на формирование покровных желто- и краснобурых глин Сыртового Заволжья оказало наличие на юге его Ерусланско-Узенского структурного выступа, отделявшего невысоким барьером впадину Сыртового Заволжья от Прикаспийской впадины. Этот выступ обуславливал замедление течения рек, стекавших к югу, подпирал их и способствовал, особенно в период весеннего половодья, созданию здесь обширных разливов речных и талых снеговых вод. Разливы мелких рек и снеговых вод соединялись с пойменными разливами древней Волги, имевшей еще в то время характер огромной ложбины стока и только начинавшей формировать свою долину. Ежегодно в разливах медленно текущих и полустоячих вод в течение всего периода до спада вод отмучивался и перераспределялся приносимый сюда аллювиальный и смытый со склонов материал. На сезонный пойменно-лиманный характер накопления его в разливах указывают гумусированность отдельных участков обеих толщ и наличие в них прослоев погребенных почв. Лёссовидность желтобурой толщи, отличающая ее от краснобурой, связана, очевидно, с особенностями климатической обстановки, свойственной «позднесыртовому» и «послесыртовому» периодам и приближающейся к современной.

5. К желтобурым сыртовым отложениям в пределах Сыртового Заволжья прислоняются и частично залегают на них более молодые аллювиальные накопления речных долин (Волги и ее притоков, Большого и Малого Узеней и других рек), а также овражные, балочные и озерные накопления и плащи делювия на склонах водоразделов и в понижениях рельефа. Отметим, что аллювий наиболее древней террасы Волги, прислоненной к верхней сыртовой толще, имеет позднехазарский (ательский) возраст. Это позволяет установить промежуток времени, в течение которого происходило формирование континентальной толщи Заволжья. Он, очевидно, измеряется в основном периодом

от конца плиоцена, когда здесь образовалась толща наadakчагыльских песков, и почти до конца среднечетвертичного времени, когда в древней ложбине Волги началось формирование аллювия третьей надпойменной террасы.

Как видно, Заволжье после спада вод акчагыльского моря и до наших дней пережило три цикла (наadakчагыльский, межсыртовый и послесыртовый), когда поверхность его интенсивно расчленялась реками и процессы аккумуляции осадков локализовались преимущественно в речных долинах, и два цикла, разделявшие и сменявшие циклы-периоды, когда в Сыртовом Заволжье преобладали процессы покровной аккумуляции и повышенного обводнения поверхности. Эти процессы, видимо, были связаны с общим увеличением количества вод и увлажнением климата вследствие развития ледниковых явлений на севере Русской равнины в первую половину четвертичного периода, с тектоническим строением местности и медленными движениями земной коры. Опускания в Заволжье, очевидно, периодически сменялись движениями другого знака, обуславливавшими здесь развитие процессов глубинной эрозии, уменьшение блуждания рек и сокращение покровной аккумуляции осадков.

После накопления верхней, желто-бурой сыртовой толщи и, повидимому, уже на последних этапах формирования ее в Заволжье постепенно устанавливается режим, близкий к современному. Причиной этого, видимо, являются молодые медленные поднятия местности и связанное с ними пропиливание реками Ерусланско-Узенского выступа. Оба эти явления, вместе взятые, обуславливали сокращение пойменно-лиманских разливов, уменьшение покровной аккумуляции осадков, углубление и оформление долин Волги и других рек Заволжья. Поверхность, сложенная желтобурыми глинами, в «послесыртовый» век начинает интенсивно размываться текучими водами. В связи с развитием балочно-долинной и овражной сети формируется современный увалистый сыртовый рельеф Заволжья.

Стратиграфическое расчленение сыртовой толщи в общих чертах представляется в следующем виде. Формирование наadakчагыльских песков, отно-

сится в основном к верхнему плиоцену и отчасти к древнечетвертичному времени; формирование красно-бурой скифской толщи совпадает с древнечетвертичным временем и с бакинской трансгрессией в Прикаспии; межсыртовые отложения параллелизуются по времени с древнечетвертичными же сингильскими отложениями Прикаспийской низменности, а формирование желто-бурой сыртовой толщи увязывается по времени с хазарскими континентальными отложениями (за исключением ательских), относимыми к среднечетвертичному отделу и накопившимися в северной части Прикаспийской низменности тогда, когда южная половина ее была залита водами хазарского моря.

Х а р а к т е р н ы е о с о б е н н о с т и р е л ь е ф а

Своеобразный «сыртовый» рельеф Заволжья очень молод. Унаследовав известные черты рельефа, образовавшегося в период формирования сыртовых глин и отчасти до него (долины р. Большой Иргиз, отчасти Камелика и других рек), он в основном создан в «послесыртовое» время, т. е. во вторую половину четвертичного периода.

В целом тип расчленения Сыртовой области таков. Между крупными речными долинами располагаются широкие водораздельные массивы — увалы, или, как их иначе называют, сырты. В пределах этих крупных междуречных увалов выделяются наиболее высокие, плоские или слабоволнистые поверхности водораздельных равнин. Они нередко спускаются к долинам рек системой слабо наклоненных ступеней разной ширины. Склоны междуречных увалов в свою очередь расчленены более мелкими реками — притоками основных рек (Большого Иргиза, Еруслана и др.) — на увалы второго порядка. Эти последние расчленяются далее притоками притоков и балками на еще более мелкие увалы третьего порядка, а те в соответствии с разветвленностью балочно-долинной сети, далее опять дробятся.

Таким образом, сравнительно узкие, высокие площади сыртовых водораздельных равнин окаймляются широкими бордюрами увалистых и мелко-

увалистых общих склонов, где высоты увалов постепенно снижаются по направлению к речным долинам. При этом в области, прилегающей к магистральным, наиболее крупным и древним долинам (Волги, Большого Иргиза и др), располагается обычно зона наиболее сниженных увалов, а по мере удаления от них высоты увалов растут. В связи с этим создается своеобразная общая ярусность — ступенчатость увалистых равнин Сыртового Заволжья.

Местами, там, где речная или балочная сеть разрежена, и склоны водоразделов слабо расчленены, ступени склонов имеют равнинную, сглаженную поверхность. К южным границам Сыртового Заволжья по мере снижения высот расчлененность поверхности уменьшается, и увалистые сыртовые склоны постепенно сменяются пространствами волнистых, неглубоко расчлененных сыртовых склонов.

Балки, расчленяющие склоны водоразделов, неглубоки, но имеют обычно довольно обширный водосбор. Местами днища балок прорезаны молодыми, слабо углубленными донными оврагами, а склоны балок и речных долин — неглубокими «береговыми» оврагами. Более овражны крутые и короткие правые склоны речных долин; на левых же, отлогих и длинных, преобладают балки. В целом, однако, пораженность Сыртового Заволжья оврагами относительно невелика. Наиболее изрезана оврагами приволжская часть (главным образом уступы волжских террас), затем — прииргизская (преимущественно в области новейших поднятий) и части, прилегающие к западным склонам Общего Сырта. Овраги здесь обычно разветвленные, неглубокие и имеют V-образный, реже U-образный профиль. Наиболее интенсивный рост оврагов и размыв водораздельных склонов происходит при весеннем снеготаянии. Большую размывающую работу производит весенний овражный и балочный паводок, когда массы талой воды с шумом несутся по дну, размывая склоны, перенося и отлагая смытый материал ниже по течению. Обильные весенние воды в долинах рек и в балках, а также в оврагах используются для устройства прудов. В высшей степени перспективным будет здесь искусственное орошение больших массивов водами местного стока при усо-

вершенствовании способов полива и методов задержки поверхностных вод.

До последнего времени одной из основных причин роста оврагов в Сыртовом Заволжье и в других овражных районах было нарушение, в связи с неурегулированной сельскохозяйственной деятельностью человека, естественных условий поверхностного стока (разрушение целинного дернового покрова, разрыхление почвы на пашнях и т. д.). Помимо роста оврагов это вызвало интенсивный плоскостной смыв со склонов верхнего слоя почв и накопление гумусированного делювия, отличающегося своей окраской от древнего делювия нижней части склонов. Коренной мерой борьбы против ускорения эрозии — линейной овражной и плоскостной — послужит комплекс мероприятий, проводимых в степных и лесостепных районах. К таким мероприятиям в первую очередь относятся полезащитное лесоразведение — лесополосы, задернение и облесение балочных водосборов, а также правильная распашка склонов.

Строение долин Волги и других рек в пределах Сыртового Заволжья

Реки Сыртовой области имеют обычно широкие долины, где, помимо пойм, насчитывается от одной до трех надпойменных террас. Строение долин Волжского бассейна отличается от строения долин бессточных рек — Большого и Малого Узеней. Все мелкие реки Сыртового Заволжья, как правило, маловодны. Они переживают короткий и бурный наводок, после спада которого сильно мелеют, начинают пересыхать и летом нередко представляют собой цепочки заполненных водой плесов и бочагов, разделенных сухими или полусухими перекатами. Исключение составляют низовья Большого Иргиза, где вода сохраняется все лето. В нижнем и отчасти в среднем течении этой реки возможно даже судоходство: здесь проходят небольшие местные пароходы и катера.

В речных долинах обращает на себя внимание резкое несоответствие между маловодностью и непостоянством современного водотока и значи-

тельной шириной древних террас. Это свидетельствует о том, что долины рек разрабатывались некогда более мощными потоками, чем в настоящее время. Наиболее широкие долины, помимо Волги, имеют реки Большой Иргиз с Камеликом и Еруслан, причем долины Большого Иргиза и Еруслана в низовьях во многих чертах повторяют строение долины Волги, и возраст их на этих участках аналогичен возрасту волжской долины.

В долине Волги, на участке от устья Большого Иргиза до границ Прикаспийской низменности, выделяются, как уже указывалось, помимо поймы, три надпойменные террасы, отделенные одна от другой уступами (рис. 6). Ширина волжской долины местами достигает 60—70 км, местами же уменьшается до 6—7 км.



Рис. 6. Схема строения долины Волги между р. Большой Иргиз и с. Ровное. Заштрихованы сыртовые увалы, сложенные желто-бурыми сырцовыми суглинками.

Пойма представляет собой неровную поверхность, изрезанную старицами и рукавами реки и испещренную мелкими озерами. Ширина поймы колеблется от 1 до 10 км. Вдоль протоков и стариц обычно тянутся опесчаненные прирусловые валы и гривы, заросшие кустарниковой растительностью или ракитником. Высота поймы над меженным уровнем Волги 6—8 м. Она ясно разделяется на два уровня — высокий, заливаемый полыми водами реки не ежегодно, и низкий, затапливаемый каждый год. Пойма сложена современным аллювием Волги, представленным толщей переслаивающихся песков, глин и суглинков, с преобладанием последних. У русла реки пойма часто переходит в обширные песчаные отмели, местами переветренные.

Первая надпойменная (позднехвалынская) терраса отделяется от поймы

хорошо выраженным уступом. Высоты ее от 25 — 28 м на севере, до 20 — 22 м на юге. Высота над поймой 10 — 15 м. Эта терраса узкой, местами прерывающейся полосой тянется вдоль поймы Волги, расширяясь несколько у устьевых участков впадающих в Волгу рек. Терраса продолжается к югу от границ Сыртового Заволжья в пределы Прикаспийской низменности. Поверхность террасы слабо наклонена к реке. Разница в высотах периферийной части террасы и бровки достигает местами 2 — 4 м. Рельеф этой территории более однообразен, чем рельеф поймы. Геологический разрез первой террасы очень пестрый: пески, суглинки, глины и супеси быстро сменяют друг друга в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Местами на поверхности преобладают пески. Первая надпойменная терраса отделена от второй невысоким (10 — 12 м) уступом, несколько снижающимся в южной части Заволжья.

Вторая надпойменная (хвалынская) терраса имеет высоты на севере 45 — 50 м, на юге 35 — 40 м, поднимаясь над первой террасой на 18 — 20 м на севере и на 7 — 12 м на юге. Уклон поверхности второй террасы несколько больше уклона первой, чем и объясняется сближение террас на юге области. Ширина второй террасы колеблется от 50 до 30 км в северной части области. К югу от с. Краснополье она резко расширяется (до 65 — 70 км), образуя огромное древнедельтовое пространство, раскинувшееся от с. Усатовки на р. Еруслан до Волги, а на юге — почти до границ Прикаспийской низменности, от которой она отделяется невысоким уступом. К югу от северной границы Прикаспийской низменности вторая терраса больше в долине Волги не встречается. Образование на границе с низменностью расширения второй террасы, имеющего дельтовый, а местами дельтово-лиманный характер, относится ко времени впадения древней Волги в хвалынское море, когда воды реки испытывали влияние подпора водами моря. В устье древней Волги и выше по течению ее в это время происходило смешение волжских и каспийских вод, отразившееся на составе осадков и местами на характере фауны моллюсков (смешение морских и пресноводных форм). Частичное внедрение морских

хвалыньских вод в пределы долины было, очевидно, связано с переуглублением русла Волги в дохвалыньское время.

Рельеф древней дельты неровный. Он характеризуется сетью удлинённых депрессий, местами булавовидно расширяющихся и представляющих собой сглаженные древние протоки и лиманы, вдоль которых вытягиваются размытые пологие опесчаненные удлинённые бугры типа прирусловых валов. Поверхность древнедельтового расширения опесчанена. Обширные песчаные поля, покрытые заросшими дюнами, чередуются здесь с менее обширными суглинистыми и глинистыми пространствами. В песках на полях встречаются остатки необильной смешанной речной и морской фауны моллюсков.

Вторая надпойменная терраса к северу от древней дельты слагается переслаивающимися суглинками, песками и глинами, причем в разрезе ее встречаются плотные трещиноватые и плитчатые «шоколадные» глины, аналогичные по своему облику каспийским хвалыньским, но лишенные морской фауны. Отложения второй надпойменной, хвалыньской террасы прислоняются к отложениям более древней третьей надпойменной, хазарской террасы, в свою очередь прислоняющейся к сыртам.

Третья надпойменная (хазарская) терраса Волги имеет высоты поверхности 70—80 м на севере области, снижающиеся до 50 м в ее южной части. Терраса поднимается над второй соответственно на 20 — 25 и 10 — 15 м. Уклон ее превышает уклон второй террасы, однако даже на юге граница между этими террасами выражена хорошо. Сложена эта терраса в большинстве тонкослоистыми опесчаненными суглинками или тонкими глинистыми уплотненными песками с необильной пресноводной фауной. Реже террасу слагают перемежающиеся слои глин, суглинков и песков. К югу суглинки третьей террасы становятся более плотными и однородными. Южнее границы Прикаспийской низменности эта терраса в рельефе не выражена. Она погребена здесь под отложениями хвалыньского моря. Аналогом этой террасы является толща пресноводных ательских отложений, залегающих в долине

Волги под морскими хвалынскими отложениями и выклинивающимися в стороны от долины. Рельеф третьей террасы в пределах Сыртового Заволжья пологоувалистый или волнистый, местами плоский, выровненный. Терраса не тянется сплошной полосой вдоль долины, а размыта реками и балками на отдельные массивы, ширина которых достигает 20 км и более.

Высокие, довольно обширные останцы размытой третьей террасы местами встречаются среди пространств второй. В центральной части приволжской полосы третья терраса далеко внедряется вглубь сыртов по долине р. Большой Караман, образуя в верховьях его обширный, вытянутый с ССВ на ЮЮЗ массив, обозначающий, видимо, часть древней эрозионно-тектонической ложбины хазарской Волги.

Краткая характеристика геоморфологических областей

Сыртовое Заволжье разделяется на крупные геоморфологические области. Приволжская западная область включает долину Волги со всеми ее террасами и с прилегающими неширокими участками сниженных до 100 — 90 м плоских или слабо волнистых сыртовых увалов, местами имеющих останцовый характер. Область и в долинной и во внедолинной части характеризуется преобладанием равнинных пространств. Склоны террас и водоразделов нередко расчленены оврагами.

Желто-бурые сыртовые глины здесь в большинстве случаев целиком замещены желто-бурой слоистой песчано-глинистой толщей (мощностью от 20 до 60 м и более), представляющей собой межсыртовый аллювий древней ложбины Волги, на котором пластуются отложения волжской фации желто-бурых сыртовых образований, прикрытые отложениями третьей надпойменной террасы Волги. Толща залегает на размытой поверхности красно-бурых глин мощностью 8 — 15 м или же непосредственно на надакчагыльских песках.

Как уже говорилось, в составе волжских террас большую роль играют

пески; особенно это сказывается у границы Прикаспийской низменности — в районе древнедельтового расширения второй надпойменной террасы.

Прииргизская северная область располагается в основном в области палеозойского поднятия Заволжья и включает, помимо сыртов, и долину Большого Иргиза с его широкими надпойменными террасами, сливающимися с террасами Волги. Область характеризуется наибольшими в Сыртовом Заволжье высотами водораздельных равнин, достигающими местами 140 — 165 м, средней расчлененностью долинно-балочной сети и довольно большим количеством коротких молодых оврагов, которые разрезают преимущественно склоны террас. Пространства водораздельных равнин здесь довольно широки и увалистость склонов большая. Северной части этой области свойственно близкое к поверхности залегание древних коренных и акчагыльских пород при общем уменьшении мощности сыртовой толщи, местами всего 10 — 20 м, и выпадении в ряде разрезов отдельных, чаще нижних, членов ее.

Современные отложения в этой области, как и во всем Сыртовом Заволжье, представлены суглинистыми делювиальными образованиями, покрывающими склоны и имеющими мощность от 1 до 3 — 4 м и более, затем песчано-глинистым речным и балочным аллювием и отложениями конусов выноса оврагов. Мощность балочных и овражных накоплений весьма разнообразна (1 — 3 — 8 м): на составе их в данном районе и в районах, прилегающих к Общему Сырту, сказывается влияние коренных пород. Мощность речного аллювия варьирует от 2 — 5 до 15 — 16 м и более (террасы Большого Иргиза). Литологический состав аллювия Большого Иргиза пестрый, изменчивый. В долинах мелких рек этой и других областей террасовые отложения преимущественно суглинистые, в составе же пойменных разрезов иной раз встречаются и пески.

Ерусланско-Узенская область занимает центральную часть Сыртового Заволжья и расположена к востоку от Приволжской области. Высоты ее достигают на пространствах водораздельных равнин 120 — 130 м. К югу высоты падают до 90 м. Это область наиболее типично выраженного сыртового рельефа.

ефа. Водораздельные равнины здесь сужены и окаймлены широким бордюром увалов разного порядка, разделенных долинами мелких рек и балок. Изрезанность склонов оврагами невысокая. К югу увалистость становится все более пологой.

Для области характерна относительно большая мощность сыртовых отложений, достигающая 80 м и более. Мощность верхней желто-бурой толщи колеблется от 30 до 40 м, межсыртовая глинисто-песчаная толща имеет здесь мощность до 10 м, а красно-бурая – 10 — 20 м.

Камеликско-Чертанлинская окраинная область лежит к востоку от Большого Узеня и тянется до западных склонов Общего Сырта. Высоты ее колеблются от 110 до 130 м, увеличиваясь к востоку и падая до 80 м на юге. Расчлененность этой области наибольшая по сравнению с двумя западными областями. Поверхность ее прорезана густой и разветвленной сетью притоков Камелика и Большого Узеня и балками, благодаря чему очертания сыртовых водораздельных равнин и увалистых склонов здесь очень прихотливы. Оврагов здесь больше, чем на западе. К югу, как и в Ерусланско-Узенской области, склоны увалов становятся более пологими.

Характерная черта области — относительно большая ширина речных долин, в которых на незначительной глубине нередко вскрываются морские акчагыльские отложения. Местами на востоке акчагыльские отложения, прикрытые маломощной (до 4—10 м) толщей желто-бурых глин или делювиальных молодых образований, близко подходят к поверхности водоразделов (междуречье Большой Чалыклы и Жестянки и т. д.).

Сыртовые глины юга, как и делювий, здесь нередко литологически неоднородны и имеют включения щебня из пород Общего Сырта.

На западе и в центральной части мощность толщи сыртовых отложений достигает 60—100 м (мощность желто-бурой верхней части 25—30 м), и в разрезе ее представлены все члены континентальной толщи Заволжья — от наadakчагыльских песков до желто-бурых сыртовых глин.

Область Южной сыртовой равнины представляет собой широкую ок-

раинную часть Сыртового Заволжья, граничащую на юге с Прикаспийской низменностью. На севере граница ее проходит к югу от р. Алтаты. Поверхность области, по сравнению с прилегающими с севера частями Заволжья, сильно снижена. Высоты колеблются здесь от 60 до 90 м. Характерная черта рельефа — выровненность и малая глубина расчленения небольшими притоками Большого и Малого Узеней и неглубокими балками. Долины рек, даже более крупных, носят балочный характер. Долины Большого и Малого Узеней узки и, помимо поймы, имеют лишь одну надпойменную террасу.

Междуречные водораздельные равнины отличаются менее прихотливыми очертаниями, чем на севере; склоны их пологоувалистые или волнистые. От Прикаспийской низменности область Южной сыртовой равнины отделяется пологим уступом. Граница ее с низменностью извилистая. Уклон самой южной части сыртовой равнины явственно увеличивается к югу. Она сглажена делювиальными водами, снижена и также носит следы древней морской (хвалынской) абразии. Западнее Малого Узеня сыртовая равнина узким, длинным мысом внедряется к юго-востоку, в область Прикаспийской низменности.

Восточная, прилегающая к Общему Сырту (заузенская) часть области более расчленена и менее однообразна по рельефу, чем западная. В центральной ее части поднимается обширный, высокий (до 120—130 м), сложенный коренными породами и затянутый делювием массив — останец Общего Сырта.

Геологическое строение области сходно со строением прилегающих областей Сыртового Заволжья. Мощность сыртовой толщи здесь довольно велика и несколько уменьшается лишь на востоке, за Большим Узенем, у Общего Сырта. Здесь на литологический состав сыртовой толщи и особенно на состав покрывающего склоны делювия заметно влияют породы Общего Сырта.

Общий Сырт

Южная часть Общего Сырта, окаймляющего Сыртовое Заволжье с востока и с юга, представляет собой невысокую пластово-денудационную возвышенность. Ее высоты на севере 200—250 м, но в средней части они уменьшаются до 180—160 м, а на юге, у границы с Прикаспийской низменностью, не превышают 75—90 м. Общий Сырт в интересующих нас границах сложен пластами плотных и конгломератовых песчаников, темных, нередко кремнистых глин и карбонатных пород преимущественно юрского, мелового и палеогенового возраста. В основном спокойное, с падением к югу, залегание пластов коренных пород сильно осложнено здесь соляной тектоникой, оказывающей заметное влияние на рельеф.

Рельеф возвышенности — останцово- и грядово-увалистый. Поверхность увалов плоская с останцовыми буграми — шиханами — и отдельными куполообразными и плоскими вершинами — горами. Выделяются два основных равнинных денудационных уровня высоких водоразделов: 200—220 м и 160—180 м. Склоны водоразделов к долинам нередко ступенчаты и расчленены балками и неглубокими оврагами. Долинно-балочная сеть разветвленная и глубоко врезанная. Реки имеют обычно обширный водосбор. Долины их не широки, но в них развита пойма и одна - две надпойменные террасы. Помимо висячих балок, вглубь водоразделов внедряются древние плоскодонные балки.

На юге, на границе с Прикаспийской низменностью, водораздельная возвышенность Общего Сырта окаймлена полосой наклонной к югу абразионно-денудационной равнины с волнистой или грядово-волнистой поверхностью. Образование ее относится, ко времени существования бакинского моря на территории Прикаспийской низменности. Высоты ее колеблются от 75 до 90 м. Она сложена коренными породами Общего Сырта, перекрытыми мало-мощными песчано-глинистыми, преимущественно делювиальными образованиями.

Поверхность абразионно-денудационной равнины прорезана неглубо-

кими сухими балками, тянущимися к югу почти параллельно одна другой. Длина их варьирует от 2 — 5 до 15 — 25 км. Иногда они выходят в Прикаспийскую низменность. На западе балки и мелкие речки берут начало на склонах высоких массивов Общего Сырта, располагающихся к северу от абразионно-денудационной равнины. Здесь они врезаны глубже, имеют относительно оформленную долину и более или менее постоянный водоток. Стекая в пределы Прикаспийской низменности, многие из них питают систему Чижинских разливов. Наиболее крупные из этих рек, — Чижя 1-я и 2-я, Дюра и др.

Юго-западная ветвь Общего Сырта размыта и снижена. Глубоким мысом она вдается на запад, внедряясь в область Сыртового Заволжья. На крайнем западе над равниной Сыртового Заволжья, где покров верхних желтобурых глин перекрыт делювием коренных пород, возвышается обширный, высокий изолированный (островной) массив, сложенный коренными породами Общего Сырта.

П р и к а с п и й с к а я н и з м е н н о с т ь

Северная часть Прикаспийской низменности ограничена с запада и востока реками Волгой и Уралом, несущими свои воды в Каспийское море и образующими при впадении в него огромные дельты. Поверхность низменности представляет собой покатуую к югу плоскую аккумулятивную морскую равнину, первичный рельеф которой слабо видоизменен деятельностью субаэральных агентов.

Наибольшие высоты в 50 м низменность имеет на севере, в части прилегающей к окружающим возвышенностям. К югу высоты падают неравномерно. Так, в северо-восточной части под Общим Сыртом расположена неширокая (15 — 10 км), наклонная к югу полоса высокой Хвалынской террасы Каспия, ограниченная высотами в 50 м на севере и в 25 — 30 м на юге. Плоская поверхность ее отделяется пологим уступом от прилегающих частей равнины. В западной части Волго-Уральского междуречья пространство, ог-

раниченное этими высотами, не имеет столь плоской поверхности.

Второй, очень пологий перегиб поверхности равнины, отмечается южнее на абсолютной высоте около 10 — 15 м. Перегиб этот прослеживается не везде. В приуральской части равнины и в зоне, прилегающей к Волге, он сопровождается некоторыми изменениями рельефа к югу.

Далее к морю высоты равнины постепенно убывают, падая до нуля примерно на широте поселков Пришиб на Волге и Калмыкове на р. Урале. К югу от нулевых отметок намечаются во всем северном Прикаспии изменения рельефа, литологического состава и фауны моллюсков, содержащихся в отложениях низменности. Вблизи нулевых отметок проходила береговая линия позднехвалынского моря, сменившего собой на территории низменности хвалынское.

В области Волго-Уральского междуречья, несколько к северу от нулевой изогипсы, общую картину падения высот к югу осложняет протягивающаяся с юго-востока на запад-северо-запад неширокая, слабовыпуклая полоса — пологий вал, расположенный в области прикаспийского тектонического выступа и характеризующийся своеобразным рельефом. Местами он слабо различим, однако всегда рельеф низменности к северу и к югу от него несходен.

Северная часть низменности — суглинистая равнина. К югу ее поверхность опесчанивается, а большие пространства южной части Прикаспия ниже нулевой изогипсы почти целиком заняты обширным массивом перевеянных Волго-Уральских песков.

На юге, в прибрежной части низменности, море опоясано узкой полосой приморской равнины, ограниченной на севере отметкой — 20 м. Эта часть низменности совсем недавно осушилась от вод моря, уровень которого в исторические времена неоднократно изменялся, причем море то надвигалось на сушу, то отступало, обнажая неширокое пространство морского дна на юге низменности. Еще недавно уровень Каспия отмечался на высотах — 25 м. В связи с продолжающимся современным отступанием моря уровень

его в настоящее время понизился до — 28 м. Отложения моря с береговой линией, имеющей отметку — 20 м, характеризуются появлением в составе свойственной им фауны моллюсков — *Cardium edule* и других форм, характерных уже для современного моря.

На фоне закономерного убывания высот низменности к югу намечается также чередование в направлении с запада на восток слабо повышенных водораздельных пространств с несколько пониженными пространствами той же равнины. Происхождение этих особенностей рельефа связано с основными чертами тектонического строения низменности. Чередование это таково: на западе вдоль Волги протягивается узкая, повышенная полоса Приволжской гряды. Вслед за ней к востоку раскинулась широкая поверхность несколько более низкой, чем гряда, западной части Волго-Уральского междуречья (Северо-Западная равнина). Ее окаймляет наиболее высокая в пределах северного Прикаспия Урдинско-Торгунская водораздельная полоса, сменяющаяся в свою очередь неглубокой Озерно-Соровой депрессией. С востока депрессия окаймлена Приузенской водораздельной полосой, за которой далее в восточной половине междуречья располагается пониженное пространство области бессточных рек, сменяющееся затем повышенной Приуральской полосой.

В свою очередь к югу от Волгограда, на западе, чередуются пониженные и повышенные пространства. Здесь Волго-Ахтубинская депрессия сменяется широкой, относительно повышенной Прибаскунчакской равниной. Она подходит к расположенной восточнее Баткульско-Хакской депрессии, протягивающейся почти на 200 км с северо-запада на юго-восток и ограниченной с востока песчаным Урдинским массивом, продолжающим к югу Урдинско-Торгунскую водораздельную полосу.

Баткульско-Хакская и Озерно-Соровая депрессии до северных границ низменности не доходят и в самой северной, повышенной части западной половины междуречья чередование повышенных и пониженных полос в рельефе несколько сглаживается. На востоке, в области бессточных рек, это чередование выражено отчетливее. Здесь Приузенская водораздельная полоса

сменяется обширным пониженным пространством Чижинско-Балыктинской депрессии, которая разделяется на центральную, наиболее пониженную, часть впадины и окраинную зону невысоких Причижинских водоразделов, испещренную замкнутыми лиманами. Причижинские водоразделы окаймляют также с востока и запада расположенную на юге Камыш-Самарскую депрессию, в пределах которой заканчивают свое течение бессточные роки Большой и Малый Узени. На востоке Чижинско-Балыктинская депрессия ограничена повышенной Приуральской полосой, отделяющей Чижинские разливы от р. Урала.

Над равнинной поверхностью низменности местами поднимаются островные возвышенности, сложенные древними коренными породами и представляющие собой размытые соляные купола. Наиболее крупные из них — гора Большое Богдо у п. Баскунчак и гора Улаган у оз. Эльтон, затем гора Малое Богдо, возвышенности Чапчачи и Басчохо и ряд других, более мелких.

В пределах Прикаспийской низменности, главным образом в восточной ее части, заканчивают свое течение небольшие мелководные реки и речки, не имеющие стока в море и какие-либо крупные водоемы берущие начало на окружающих Прикаспийскую низменность возвышенностях. Наиболее значительные из них — Большой и Малый Узени, Чижи, Дюра и др. Эти реки, войдя в пределы низменности, быстро теряют глубину вреза и заканчиваются в крупных депрессиях (Чижинско-Балыктинская, Большой Лиман) и в других неглубоких обширных понижениях, которыми изобилует ее поверхность, образуя систему слепых дельт, или, как их называет местное население, лиманов или разливов. Воды рек попадают сюда только в период паводка. Обильно увлажняя весной пространство лиманов, они способствуют разрастанию в них летом густой травянистой растительности, ярко выделяющейся на фоне окружающих водораздельных пространств с их низкорослым растительным покровом.

Бессточные реки и лиманы Волго-Уральского междуречья заканчиваются, подходя к повышенной полосе, пересекающей низменность в направ-

лении с юго-востока на северо-запад. Нередко также они теряют течение и, благодаря активному росту подземных соляных куполов, широко распространенных в центральной и восточной частях северного Прикаспия, образуют по ходу своему лиманные расширения.

Северо-западная окраина Волго-Уральского междуречья прорезана нижним течением р. Еруслана и его притоком — р. Торгуном.

На поверхности северной части низменности нередко встречаются соляные озера. У наиболее крупных из них (самосадочных озер Эльтон и Баскунчак) поднимаются островные солянокупольные возвышенности. Менее крупные и не сопровождаемые выходами на поверхность коренных пород — это озера Арал-Сор, Азгир, Бат-Куль, Горькое и др.

В пределах Прикаспийской низменности имеются также системы незначительных, летом обычно почти пересыхающих озерков разной степени минерализации (от пресных до горько-соленых). Жизнь этих озер и их минерализация всецело связаны с общими особенностями современного физико-географического режима низменности, с положением их в рельефе и местными для каждой системы условиями питания. Засолонение их вторичное. В области Волго-Уральского междуречья они распространены в довольно широком поясе на юге суглинистой равнины и в супесчаной зоне, переходной к пескам. При этом в западной части этого пояса развиты преимущественно соляные озера - соры, реже — хаки, а в восточной — слабо минерализованные и пресные озера, связанные с разливами бессточных рек.

Основные черты тектоники

Прикаспийская низменность представляет собой тектоническую впадину, которая отличается от расположенных к северу областей тем, что в недавние геологические времена она пережила крупные опускания поверхности и заливалась водами древних морей. Коренной фундамент из кристаллических и древних осадочных пород опущен здесь на большую глубину (местами свыше 2000 – 4000 м): впадина заполнена толщей рыхлых песчано-

глинистых осадков, где пласты морских засоленных глин и песков с фауной каспийских моллюсков чередуются с пластами незасоленных речных и наземных образований.

Коренное дно Прикаспийской впадины неоднородно. Судя по географическим и геологическим данным (Н.В. Неволин, 1951), крупные тектонические формы в пределах ее имеют разное строение. Это сказалось не только на особенностях рельефа низменности, но и повлияло на формирование некоторых характерных черт устройства ее современной поверхности. По данным геологических исследований, восточная часть Прикаспийской впадины, включая предположительно (там же) и область Волго-Уральского междуречья, пересекается в направлении с юго-востока на запад-северо-запад Прикаспийским структурным выступом — древним поднятием коренных пород, разделяющим Прикаспийскую впадину на две части: более обширную северную и менее обширную, но более глубокую южную. Будучи перекрыт толщей более молодых отложений, выступ не только в давние геологические времена, но и в четвертичное время оказывал влияние на развитие рельефа низменности, на характер затопления ее водами морей, на накоплении и мощность осадков. В области Волго-Уральского междуречья в зоне выступа протягивается слабо выраженная в рельефе выпуклость, расположенная вблизи нулевой изогипсы. У границ выпуклости некогда проходила береговая линия древнего Каспийского (позднехвалынского) моря; на ее поверхности развивались в то время дельты рек Урала и Волги, здесь же заканчиваются бессточные реки и лиманы северной части междуречья.

Дочетвертичное и отчасти четвертичное ложе низменности также неровно. Разнообразные медленные движения, продолжающиеся и в настоящее время, обусловили создание здесь пологих дислокаций, оказывающих большое влияние на развитие рельефа низменности.

Некоторые исследователи (М.М. Жуков, 1946; В.А. Ковда и Н.Н. Лебедев, 1933; В.А. Ковда, 1950, и др.) придавали решающее значение в формировании современного рельефа северного Прикаспия деятельности эрозии и

блужданию рек. Как показывают исследования последних лет, с этим представлением можно согласиться только частично. Результаты эрозионной деятельности рек Прикаспийской низменности строго пространственно ограничены, наибольшую же роль играют здесь особенности тектонического устройства низменности и разнообразные новейшие движения в ее пределах земной коры.

Так, в северной части Волго-Уральского междуречья И. П. Герасимов намечает существование системы пологих складок северо-северо-западного простирания, связанных с новейшими движениями. Анализ орографического и геологического строения низменности позволяет не только подтвердить правильность этого положения, но и распространить его на всю северную половину низменности. В схеме здесь может быть намечено такое чередование пологих складок, имеющих прямое выражение в рельефе и представляющих основные орографические единицы низменности (А.Г. Доскач, 1954).

В западной части вдоль эрозионно-тектонической Волжской депрессии протягивается относительно приподнятая поверхность западной части Волго-Уральского междуречья, осложненная у Волги сбросовыми дислокациями (Шатский, 1948) и более древним, чем складки, и имеющим другое (с северо-запада на юго-восток) простирание структурным выступом Приволжской гряды. Восточнее расположены Баткульско-Хакская и Озёрно-Соровая пониженные синклиналильные полосы, разделенные антиклинальными полосами Урдинско-Торгунской, осложненной соляно-купольной тектоникой, и Приузенской. Затем идет пониженная Чижинско-Балыктинская синклиналильная полоса, которая заканчивается на юге Камыш-Самарской депрессией, почти соприкасающейся на западе с Озерно-Соровой. На востоке Чижинско-Балыктинская депрессия сменяется повышенной антиклинальной полосой Приуралья. Пологие складки Волго-Уральского междуречья, судя по геоморфологическим признакам, у южнозаволжского тектонического выступа теряют, повидимому, свою правильность.

С пологими складками, определившими основные черты современной геоморфологии северного Прикаспия, связаны также многие особенности его четвертичной геологии и палеогеографии (фациальные изменения слагающих поверхность морских и континентальных образований, изменения мощности слоев, очертания береговой линии морей, периодически заливавших низменность, и т. д.). Они же, повидимому, обусловили закономерное отклонение к востоку течения Волги и Большого и Малого Узеней, а также возникновение своеобразных ландшафтов, свойственных отдельным районам низменности (лиманные ландшафты Чижинско-Балыктинской депрессии, ландшафты Хаки-Сора и т. д.).

В восточной части Волго-Уральского междуречья над Общим Сыртом выделяется в пределах низменности повышенная ступень, которая окаймляет полосы складок и является как бы переходом от этой древней возвышенности платформы к современной Прикаспийской впадине. В пределах этой ступени развита высокая хвалынская терраса Каспия. Мощность хвалынских осадков в ее пределах невелика.

В пределах всей низменности широкое распространение имеют соляные купола, резко осложняющие общий план подземного рельефа и не утратившие своей подвижности и сейчас. Последними исследованиями Ю.Л.Мещерякова и Ю.А. Косыгина установлено, что по активности роста подземных куполов низменность можно разбить на ряд районов, причем областям опусканий, в частности перечисленным синклиналильным полосам, свойственен обычно более интенсивный рост куполов, чем на прилегающих антиклинальных пространствах.

Отдельные наиболее крупные древние одиночные купола в виде островных возвышенностей – «гор», основание которых погружено в толщу новейших отложений, поднимаются над равнинной поверхностью низменности, придавая ее рельефу своеобразный облик. Наряду с этим подземная солянокупольная тектоника также находит отражение на поверхности в виде бугров, валов, несколько повышенных участков над куполами и бессточных

впадин – соров и озер на месте компенсационных мульд. Бессточные впадины, где формируются соры и лиманы, нередко представляют собой неровности морского дна, связанные с межкупольными понижениями. В некоторых случаях возникновение новых лиманов и пойменных расширений по ходу речных долин (Большого Узенья, Кушума, Урала и др.), так же как изменение строения долин и деформации террас в них, обусловлено ростом подземных соляных куполов. Однако нельзя не отметить, что все же бессточность рек междуречья в целом, как и возникновение крупнейших лиманных систем, связано в первую очередь с основными чертами древней и новейшей тектоники низменности — с Прикаспийским выступом, являющимся основной преградой на пути бессточных рек и крупных лиманов, и с синклиналильными полосами — вместилищами лиманных вод (Чижинские разливы, Большой Лиман и др.).

Основные черты геологического строения и палеогеографии

Прикаспийская впадина заполнена толщей песчано-глинистых отложений четвертичного и плиоценового возраста, пластующихся на мощной толще древних континентальных и морских осадков. Наиболее древние из них относятся к палеозою. Мощность коренной осадочной толщи очень велика, превышая местами на юге низменности 2000 — 4000 м. Древние осадочные породы, пермские и юрские, а местами меловые и третичные выходят на поверхность в пределах низменности только в области солянокупольных поднятий — островных «гор». Мощность толщи четвертичных отложений, вследствие неровностей коренного ложа и новейших движений, в разных частях низменности неравномерна. Она увеличивается до 140 — 160 м и более в прогибах и межкупольных понижениях и отчасти в древних долинах Волги и Урала и уменьшается иногда до нескольких метров в области тектонических поднятий над соляными куполами и над другими повышениями подземного рельефа.

Разрез каспийских отложений в области солянокупольных поднятий сильно изменяется. Здесь нередко наблюдаются выклинивание морских отложений, переслаивание их в пределах одного и того же яруса континентальными, уменьшение мощности морских и континентальных отложений и быстрые и резкие изменения литологического состава пород.

В конце третичного периода — в плиоцене — Прикаспийская впадина в результате крупных опусканий была затоплена водами акчагыльского моря, которое отложило мощную толщу темных синезеленых вязких глин с прослойками суглинка и песками. Акчагыльское море сменилось апшеронским. Его границы в северном Прикаспии неясны: отложения исследованы преимущественно в южной половине Прикаспийской низменности.

В четвертичное время низменность неоднократно заливалась водами древнего Каспийского моря, то наступавшего на сушу, то сокращавшего свои границы и откатывавшегося к югу. Наиболее значительные расширения границ моря, сопровождавшиеся изменениями в составе фауны морских моллюсков, в течение четвертичного периода повторялись три раза и носят названия бакинской, хазарской и хвалынской трансгрессий. Бакинская древнечетвертичная и хвалынская новочетвертичная трансгрессии Каспия заливали своими водами всю Прикаспийскую низменность; береговая же линия среднечетвертичного хазарского моря проходила южнее северных границ современной низменности. В соответствии со сменой морских и континентальных фаз, в четвертичном разрезе низменности пласты морских засоленных глин и песков чередуются, а местами фациально замещаются незасоленными речными и наземными песчано-глинистыми образованиями. Необходимо подчеркнуть фациальную изменчивость и литологическую пестроту морских и континентальных отложений северного Прикаспия, связанную с разнообразием условий осадкообразования. Они были различны для морских отложений в разных зонах каспийского мелководья и для континентальных в разных условиях рельефа поверхности.

Схематически можно наметить следующий сводный разрез четвертич-

ных отложений Прикаспийской низменности (рис. 7).

1. На поверхности акчагыльских и апшеронских (на юге) отложений залегает мощная толща темных глин и песчано-глинистых иловатых отложений бакинского возраста. В большинстве разрезов бакинская толща сложена морскими синевато- и светлосерыми плотными засоленными, иногда трещиноватыми глинами. Верхняя часть их местами, особенно в северной части, имеет буровато-красную окраску (астраханский ярус), являющуюся, возможно, результатом континентального преобразования — выветривания бакинских глин после отступления моря.

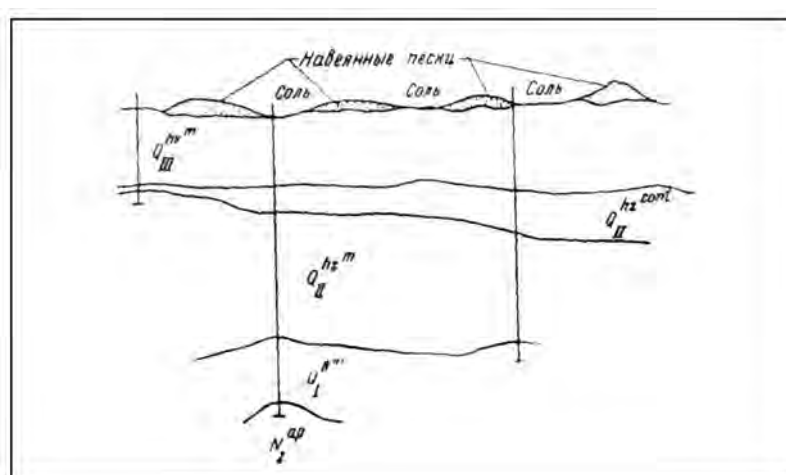


Рис. 7. Схематический разрез каспийских отложений у северной окраины Большого Хака. По материалам М.П. Бриценой (1954).

Местами между бакинскими морскими отложениями и морскими плиоценовыми слоями залегают отдельные скопления песчано-глинистых пресноводных образований, называемых нами подбакинскими.

2. На неровной, полого дислоцированной и слабо размытой поверхности бакинских глин залегает связанный преимущественно с понижениями древнего рельефа пласт континентальных древнечетвертичных же сингильских грязновато-серых и синеватых, иногда тонкослоистых, местами трещиноватых бесструктурных суглинков и тонких глинистых песков с незначительной пресноводной фауной (изредка с примесью перетертой морской) и отпечатками растений. Толща водоносная, местами с железистыми натекми и пропластками. Мощность этой толщи невелика и довольно сильно варьирует.

Накопление ее относится ко времени отступления бакинского моря, когда на обнажившейся поверхности морского дна формировались континентальные отложения.

3. На бакинских и сингильских отложениях залегает комплекс более молодых среднечетвертичных хазарских, морских и континентальных, бурых, желто-ржавых и зеленовато-серых песчано-глинистых и песчаных образований. В хазарское время море не покрывало всего пространства Прикаспийской низменности: в северной половине ее в это время была суша, которая пересекалась Волгой, Уралом и некоторыми другими реками, впадающими в хазарское море. Рельеф этой суши был неровным, и в понижениях, как и в долинах рек, накапливались континентальные — аллювиальные, дельтавиальные — и озерные отложения. Разнообразие характера накопления осадков обусловило большую пестроту их генезиса и литологического состава. Среди хазарских отложений встречаются разнообразные по окраске суглинки, супеси, пески и глины, перемежающиеся друг с другом, плотные и рыхлые, слоистые, бесструктурные, лёссовидные и т. д. Континентальные хазарские отложения одновременны, в общем, морским хазарским осадкам, и в обрывах Волги и Урала можно проследить, как континентальные слои постепенно сменяются к югу дельтово-морскими. Частичное налегание континентальных и дельтовых отложений на хазарские в долинах рек объясняется удлинением при отступании моря следовавших за ним речных долин, перекрывавших своими осадками морские. Мощность хазарских континентальных отложений непостоянна, уменьшаясь до 2—3 м на повышенных участках и достигая 20—30 м и более в депрессиях древнего рельефа. Морские хазарские отложения имеют на юге низменности довольно значительную мощность, резко уменьшающуюся, однако, до полного выклинивания слоя, у повышенный подземного рельефа, связанных с солянокупольной тектоникой (рис. 8).

4. Среди континентальных хазарских образований к северу от границы хазарского моря выделяются мощная толща песчано-галечных отложений,

выполняющих древнюю долину р. Кушума, и толщи песков и песчано-глинистых аллювиальных и дельтово-морских (черноярские и другие слои)

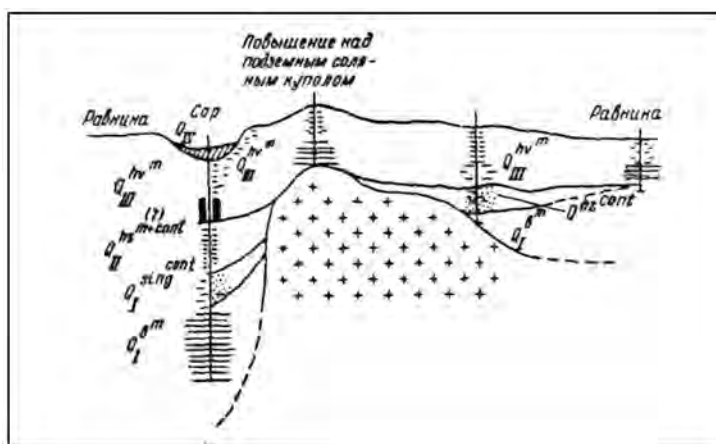


Рис. 8. Схема изменения разреза каспийских отложений в связи с солянокупольной тектоникой.

Соровый район (юг северной половины Волго-Уральского междуречья)
(по А.Г. Доскач).

осадков в долинах Волги и Урала. Эти слои, имеющие, повидимому, ранне- и среднехазарский возраст, перекрыты в долинах рек толщей позднехазарских желтобурых суглинков с пресноводной фауной, носящих название ательских и являющихся в данном случае, судя по особенностям их залегания и соотношению со строением долин к северу от границ низменности, аналогом отложений третьих надпойменных террас этих рек. Очевидно, накопление террасовых ательских отложений относится к последним стадиям существования в Прикаспии хазарского моря, в которое впадали древние ложбины Волги и Урала, а также отчасти, как показывают разрезы на юге низменности (пос. Зеленый на р. Урал и др.), ко времени отступления хазарского моря. Нельзя не отметить, что, одновременно с образованием ательского аллювия в реках, на водоразделах вдали от них накапливались, как и в более ранний период, делювиальные и прочие, генетически и литологически разнообразные, виды континентальных образований.

В долине р. Урала в хазарских континентальных отложениях обнаружены местами торфяники.

5. Выше хазарских залегают хвалынские морские отложения, кото-

рые перекрывают поверхность низменности до ее северных границ. Мощность хвалынских отложений колеблется от 3—4 м (иной раз меньше) над повышениями подземного рельефа и увеличивается до 20—25 м и более в пониженных зонах и впадинах. К югу от структурного (Прикаспийского) выступа дна Прикаспийской впадины мощность хвалынских осадков увеличивается.

Хвалынские отложения имеют довольно разнообразный литологический состав (рис. 9). В северной части низменности на поверхности они представлены бурыми лёссовидными суглинками, глубже переходящими в бурые глины. В понижениях древнего рельефа и в долинах Волги и Урала, под бурими суглинками залегают так называемые «шоколадные» глины,

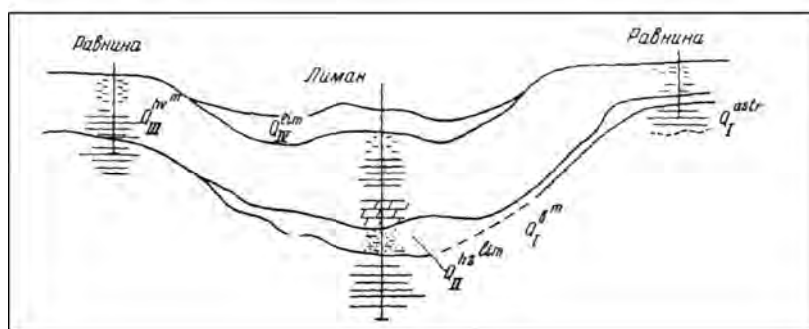


Рис. 9. Разрез каспийских отложений в северо-восточной части Волго-Уральского междуречья (восточная часть Причижинской равнины) (по материалам А.Г. Доскач).

толща которых по мере удаления от понижений утончается до полного исчезновения. Типичные шоколадные глины развиты преимущественно в западной части Прикаспийской низменности, где они иной раз слагают непосредственно поверхность равнины. На востоке шоколадные глины по своему облику скорее могут быть названы «сахарными». Они характеризуются сильной трещиноватостью и пониженной мощностью. Под глинами нередко залегают сменяющие друг друга в горизонтальном направлении косо- и вихреобразно-слоистые, нередко залегающие в виде крупных и мелких линз пески, супеси и суглинки разной мощности. К югу хвалынские отложения опесчаниваются, и в южной половине низменности они, как и прикрывающие их

позднихвалынские, представлены преимущественно песками с линзами и прослоями более тяжелых по механическому составу отложений. Глинистые прослойки маломощны и местами имеют характер чередующихся с более легкими породами узких лент и наклонных полос.

б. Хвалынские отложения палеонтологически ясно разделяются (П.В. Федоров, 1946, 1950) на более ранние — раннихвалынские морские, распространенные на всей поверхности низменности, и более поздние — позднихвалынские — морские и континентальные, из которых первые распространены только на юге. Это разделение связано с историей сокращения границ хвалынского моря. Отступление хвалынского моря к югу совершалось не внезапно, а с задержками на разных уровнях. При этом в первую очередь обнажились от вод моря более высокие части морского дна. Береговая линия моря, очевидно, не была постоянной: она колебалась в известных пределах, то откатываясь к югу, то вновь несколько передвигаясь к северу. Задержки моря, судя по геоморфологическим признакам, можно отметить на уровнях 25—30, 10—15 м и около нуля. Пологий уступ верхнего уровня ограничивает более высокие поверхности Прикаспийской равнины. Он проходит вдоль южной границы высокой хвалынской террасы и окаймляет Приволжскую гряду и полосу высокого Урдинского водораздела, очерчивая, таким образом, причудливую границу отступавшего хвалынского моря. Более длительной была последняя, нулевая, задержка. Отложения этого моря, которое носит название позднихвалынского, преимущественно песчаные. Они слагают поверхность перевеянного Волго-Уральского массива и прилегающие к нему с востока и запада не перевеянные супесчаные приречные равнины. Позднихвалынские пески слабо отличаются или совсем не отличаются от раннихвалынских, но характеризующая их фауна морских моллюсков имеет в целом более молодой облик. Позднихвалыньское море по Баткульско-Хакской депрессии внедрялось в сушу глубоким заливом, который после отступления моря существовал некоторое время как замкнутый соленый усыхающий водоем.

Вопрос о палеогеографии ранне- и позднехвалынского морей требует выяснения. По мнению некоторых исследователей (П.В. Федоров, 1946, и др.), основанному на изучении преимущественно приволжских разрезов, позднехвалынская стадия представляет собой фазу трансгрессивную, ей предшествовала регрессия хвалынского моря. На это указывает наличие прослоев континентальных отложений между морскими ранне- и позднехвалынскими слоями в некоторых разрезах низменности. С другой стороны, наличие таких прослоев может объясняться и местными тектоническими условиями. Строение же террас долин Волги и Урала, впадавших в позднехвалынское море, скорее указывает на то, что позднехвалынское море представляло собой фазу длительного стояния отступавшего хвалынского Каспия, а не фазу его вторичной трансгрессии. Вопрос этот спорный, и решение его требует дополнительных исследований.

По мере отступления раннехвалынского и в период существования поздне-хвалынского моря на обсушившейся от морских вод поверхности начался процесс континентального осадконакопления, протекавший в своеобразных условиях засушливого климата, свойственного этой зоне. В древних ложбинах Волги и Урала (возможно, также Большого и Малого Узеней и некоторых других рек), освободившихся от заливавших их вод моря, началось накопление аллювия и формирование террас. В бессточных котловинах накапливался делювий и формировались грязе-солевые отложения. Речки, стекавшие с окружающих возвышенностей, прорывали себе ложе в северной части низменности и растекались в низинах, образуя лиманы, в которых накапливался лиманный аллювий (рис. 10 и 11). На обширных равнинных пространствах началось формирование почвенного и растительного покрова.

Наиболее значительные из бессточных рек Прикаспийской низменности — Большой и Малый Узени — в большинстве своем в период существования позднехвалынского моря впадали в него и еще не были бессточными. Они, как и большие реки Волга и Урал, образовывали свои дельты в полосе южнозаволжского структурного выступа. При дальнейшем отступании

позднехвалынского моря эти реки оторвались от него, и режим их стал сходен с современным.

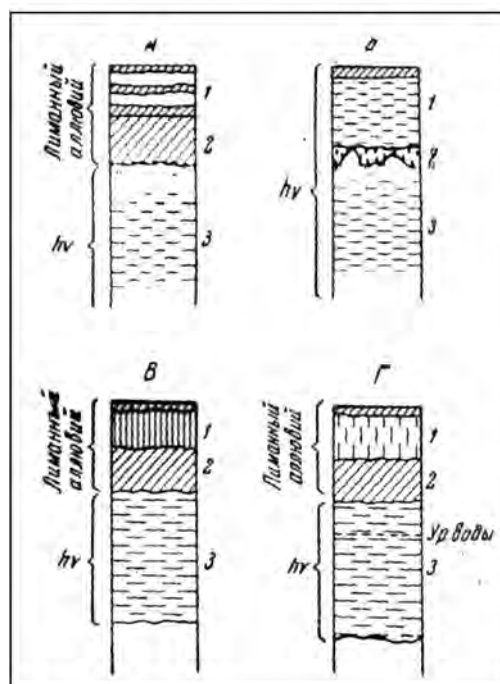


Рис.10. Схематические разрезы лиманов на юге Причижинской равнины (по материалам А.Г. Доскач).

А — лиманы Большого Узенья (понижение на лимане): 1 — перемежающиеся полосы гумусированных и более светлых суглинков; 2 — темно-бурый суглистый суглинок — погребенная почва; 3 — желтобурая хвалынская глина с фауной; *Б* — водораздел вблизи р. Большой Узень; 1 — желтобурый легкий суглинок с отдельными включениями хвалынских ракушек; 2 — гнезда уплотненного хвалынского ракушечника; раковины цельные, часто двустворчатые; основная порода — супесчаная белесовато-палевая; 3 — плотный лёссовидный песок с одиночными ракушками во всем слое и вторым горизонтом ракушечника на глубине 1,3 м от начала слоя; *В* — лиман Ак-Кулак: 1 — гумусированный грязновато-серый суглинок; 2 — темносерый, местами черный суглинок — погребенная почва; 3 — желтобурый и коричневатый суглинок со скоплениями хвалынской фауны; *Г* — лиман Ак-Кулак: 1 — белесовато-бурый, слабо гумусированный суглинок; 2 — погребенная почва (луговой солончак); 3 — желто-бурый хвалынский суглинок с одиночными морскими ракушками.

7. В области приморской равнины отложения позднехвалынского моря перекрываются слабо глинистыми и песчаными морскими послехвалынскими отложениями с комплексом видов моллюсков, характеризующих уже фауну современного моря.

Послехвалынские отложения в пределах всей низменности представлены морскими, пойменными, лиманными, дельтовыми, грязесолевыми, делювиальными и эоловыми образованиями. Обычно они имеют очень разнообразный литологический состав и обнаруживают тесную связь с местными геоморфологическими и с общими и местными физико-

географическими условиями северного Прикаспия. Мощность их невелика. Наиболее значительна она в долинах крупных рек. Мощность лиманного аллювия лишь в исключительных случаях превышает 1—1,5 м, а нередко не достигает и 1 м. Мощность делювиальных и других образований такая же, а сплошь и рядом еще меньше. Это объясняется, во-первых, геологической молодостью новейших отложений, а во-вторых, тем, что при свойственных северному Прикаспию малых уклонах, бедности атмосферными осадками и поверхностными водами размыв и накопление осадков происходят крайне медленно.

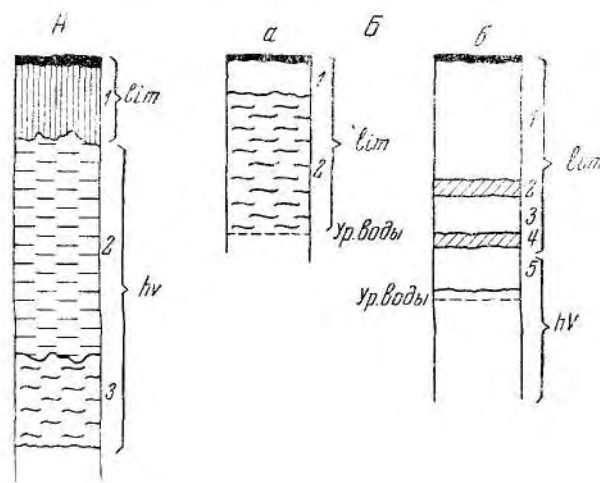


Рис.11. Схематический разрез Чижинских лиманов (по материалам А.Г. Доскач)

А — центральная часть лимана: 1 — тяжелый и средний суглинки, нередко омергеленные, с мергелистыми прослоями, иногда с пресноводной фауной; 2 — тяжелые, иногда средние суглинки со скоплениями хвалынской фауны; 3 — сизоватая глина; Б — северная часть лимана; а — пониженный участок; 1 — гумусированные лиманские суглинки, 2 — тяжелые лиманские, слабо гумусированные суглинки; б — повышенный участок; 1 — перемежающиеся гумусированный лиманный суглинок и бурая супесь; 2 — погребенная почва с ее глеевыми пятнами; 3 — бурая глина с пятнами слюды и марганца; 4 — погребенная почва; 5 — бурая глина.

Широкое пространство южной половины низменности (к югу от нулевой изогипсы) занимают эоловые образования. Они представлены либо огромными пространствами перевеянных поздних хвалынских песков, либо их отдельными массивами. Граница между континентальными поздними и послехвалынскими отложениями, продолжающимися формироваться и сейчас, неясна, и провести ее затруднительно. В отдельных случаях она может быть отбита в зависимости от конкретных условий залегания слоев.

Долины Волги и Урала в пределах Прикаспийской низменности

Четвертичная история долин Волги и Урала, несущих свои воды через всю Прикаспийскую низменность к морю, тесно связана с историей самой низменности, вернее — с историей колебания береговых границ Каспийского моря. Строение долины Волги и Урала в пределах Прикаспийской низменности и к северу от нее не сходно. В то время как к северу от низменности континентальный режим не прерывался в течение четвертичного периода, сама низменность, как и речные долины, прорезающие ее поверхность, неоднократно заливалась водами древнекаспийского моря. Депрессии древнего ложа Волги и Урала наметились в пределах низменности, повидимому, в первую половину четвертичного периода (возможно, и раньше), а к северу от нее — в конце третичного периода (миоцен). В хазарское время в долинах этих впадающих в море рек накапливались отложения их третьих надпойменных террас, которые в рельефе оформлялись в период регрессии хазарского моря. Впоследствии, когда хвалынское море затопило низменность, долины рек с хазарскими террасами были частично занесены морскими осадками. В период хвалынской трансгрессии, когда море покрывало своими водами всю низменность, в Сыртовом Заволжье и в Приуралье накапливались осадки вторых надпойменных террас Волги и Урала, отсутствующих в долинах в пределах низменности. При отступании моря полузанесенные древние ложбины стали осваиваться реками, и в них вновь начали формироваться речные долины, которые, следуя за морем, образовывали при впадении в него огромные дельты. Во время позднехвалынской фазы стояния моря в Сыртовом Заволжье и в Приуралье, а также в северной части низменности накапливались осадки первых надпойменных террас, сформировавшихся в рельефе, когда это море ушло к югу.

Судя по строению речных долин, к югу от границы позднехвалынского Каспия также намечается несколько фаз стояния моря. Наиболее четко выделяется фаза, когда границы моря находились на высотах — 20 м. С этим мо-

рем связано не закончившееся еще и сейчас формирование более низкой, чем первая надпойменная, и развитой только в пределах низменности послехвалынской террасы в долинах Волги и Урала.

Как видно, в долинах Волги и Урала в пределах Прикаспийской низменности в рельефе выражены только две надпойменные террасы и пойма (рис. 12).



Рис. 12. Схематические профили террас рек Волги и Урала в Прикаспийской низменности (по материалам А.Г. Доскач)
I – долина Волги; II – долина Урала

1. Верхняя надпойменная позднехвалынская терраса является аналогом первых надпойменных террас Волги и Урала в Сыртовом Заволжье и в Северном Приуралье. Она сложена с поверхности песками или легкими суглинками, изредка — шоколадными глинами, залегающими на древних морских и континентальных отложениях. Эта терраса в долине Волги неширока. Она тянется почти сплошной полосой до Волгограда, но далее к югу размывается, сужена и встречается лишь обрывками на отдельных участках. В долине Урала, напротив, она очень широка и без перерыва тянется до границы позднехвалынского моря, где переходит в широкое пространство позднехвалынской уральской дельты. К югу от границы позднехвалынского моря эта терраса не встречается.

2. Нижняя надпойменная, более молодая песчаная терраса имеет

послехвалынский возраст. На всем протяжении долины Волги она встречается в виде отдельных узких участков — «обрывков», на которых иной раз располагаются поселки. В соединенной Волго-Ахтубинской долине, где пойма достигает необычайной ширины, эта терраса в виде отдельных островков поднимается среди займища. В долине Урала нижняя надпойменная терраса более широка и постоянна, чем в долине Волги.

На правом, нагорном, берегу Волги, окаймленном до Волгограда обрывами Приволжской возвышенности, надпойменные террасы встречаются в виде отдельных островков. Здесь развита обычно только узкая пойма.

К югу от границ позднехвалынского моря долины Урала и Волги представляют собой систему молодых послехвалынских дельт, как бы вложенных друг в друга и сменяющих одна другую по мере движения к морю.

Образование этих дельтовых областей связано с различными уровнями стояния Каспия, сокращавшего в общем свои границы в течение исторического и предисторического периодов.

Разрез пермских отложений начинается в Прикаспии пластами кунгурского яруса, сложенными каменной солью и гипсами большой мощности. Пластическим глубинным деформациям соляного тела обязана своим происхождением соляная тектоника, столь широко распространенная в Прикаспийской низменности. Выходы на дневную поверхность гипсов (Баскунчакское гипсовое, или карстовое, поле) обуславливают широкое развитие здесь явлений карста. Кунгурские отложения прикрыты, а местами, вследствие общей дислоцированности пластов солянокупольных возвышенностей, залегают на одном уровне с верхнепермскими слоями плотных глин, чередующихся с прослоями мергелей, известняков, песков и песчаников. В окрестностях оз. Баскунчак на дневную поверхность выходят пестроцветные верхнепермские глинисто-песчаниковые пласты.

У оз. Эльтон, на горе Улаган, развиты отложения юрской системы, представленные преимущественно глинистыми, а также мергелистыми известняковыми и песчанистыми отложениями келловейского, оксфордского,

кимериджского и нижневолжского ярусов.

Нижне- и верхнемеловые отложения у озер Эльтон и Баскунчак представлены нешироко. Здесь встречаются аптские черные глины (Эльтон) и серые песчаники (Баскунчак), альбские песчаники и глинистые пески (Эльтон), сеноманские темные глины и глауконитовые пески (Эльтон), а также туронские и сантонские кремнистые глины, мергели и глауконитовые пески (Баскунчак).

Палеогеновые опоковидные светлосерые и зеленоватые глины с глауконитовыми песками и песчаниками встречаются в виде отдельных выходов у оз. Эльтон.

Из неогеновых отложений у озер Эльтон и Баскунчак отмечены выходы апшеронских зеленоватых глин и глинистых песков. Подстилающие акчагыльские отложения в пределах Волго-Уральского междуречья на дневной поверхности не отмечены. К коренным породам островных солянокупольных возвышенностей прислоняются и отчасти перекрываются их четвертичные морские и континентальные отложения Прикаспийской низменности.

Х а р а к т е р н ы е о с о б е н н о с т и г е о м о р ф о л о г и и

Вопреки установившимся представлениям, рельеф Прикаспийской низменности не однообразен. В ее пределах выделяется ряд крупных областей. Их своеобразное геоморфологическое строение обусловлено особенностями тектоники, палеогеографии и современного физико-географического режима.

Северная, суглинистая, часть Прикаспийской равнины в целом является областью плоскоравнинного рельефа. Общий характер его, ввиду плавности переходов, не нарушается чередованием повышенных водораздельных пространств и больших депрессий. Характерная особенность низменности — широкое распространение на ее поверхности бессточных впадин разных типов и бессточных рек, а также небольших повышений (бугров, валов), обычно сопровождающих наиболее глубокие впадины. Возникновение повышений в большинстве случаев определяется воздействием солянокупольной тектоники.

Обращает на себя внимание известная закономерность распространения бессточных образований разных типов и положительных форм рельефа. Бессточные реки и крупные лиманы расположены в основном в восточной половине низменности (область бессточных рек). Это связано с тектоникой данной части низменности и с тем, что на востоке северная часть низменности, окаймленная южными склонами Общего Сырта, изобилует мелкими реками, стекающими с сыртов и направляющимися на юг, в Прикаспий. В восточной же части низменности, в Камыш-Самарской депрессии, в которой заканчиваются, подходя к Прикаспийскому выступу, бессточные реки Большой и Малый Узени, развиты многочисленные окаймленные разбитыми песками мелкие озера (пресные и соленые), обводняемые ежегодно бессточными реками и наполовину высыхающие летом.

Широкое развитие соров и сопровождающих их солянокупольных поднятий свойственно Озерно-Соровой замкнутой депрессии, расположенной в центральной части низменности и окаймленной на юге полосой Прикаспийского выступа. Менее широко распространены соры в области Баткульско-Хакской депрессии. Характер соровых впадин там совсем другой. Очевидно, это связано с более интенсивным воздействием на рельеф Озерно-Соровой депрессии солянокупольной тектоники, а также с различной историей развития обеих депрессий. Озерно-Соровая депрессия в позднехвалынское время была уже сушей, Баткульско-Хакская же в это время представляла собой глубокий залив позднехвалынского Каспия, а затем, после отрыва от моря, — замкнутый соленый реликтовый водоем.

Развитие мелких замкнутых лиманов и педин свойственно всей северной части Прикаспия, в том числе и высокой хвалынской террасе Каспия в восточной части низменности, и Приуральской водораздельной равнине, однако педин на западе все же больше, чем на востоке.

Своеобразным рельефом обладают районы развития больших соленых озер — Эльтона и Баскунчака, а также Бат-Куля и Горького на западе Волго-Уральского междуречья. Плоские чаши больших озер расположены здесь в глу-

боких компенсационных мульдах, сопровождающих крупные солянокупольные поднятия. Они окаймляются высокими, но не обрывистыми берегами, прорезанными узкими, глубокими оврагами и долинами небольших, но глубоко врезанных, впадающих в озера рек (р. Хара у оз. Эльтон и др.). Прилегающие к озерам широкие пространства характеризуются распространением разнообразных солянокупольных поднятий (островных гор, больших по протяжению, но пологих и относительно высоких вздутий, мелких бугров и т. д.), возвышающихся на фоне плоских (Приэльтонский район) или пологоволнистых (Баскунчакский район) пространств Прикаспийской равнины, здесь несколько опесчаненной.

Наряду с охарактеризованными типами рельефа, связанными в основном с воздействием тектонических сил, четко выделяются долины Волги и Урала и приречные равнинные пространства с их волнистым и бугристо-грядовым рельефом, созданным в результате сложного переплетения деятельности моря и больших рек и лишь осложненным (особенно у Волги) воздействием солянокупольной тектоники.

Суглинистые (и супесчаные) равнины севера Прикаспия окаймлены песчаными равнинами с эоловым рельефом, господствующим в южной части низменности. Массивы песков занимают все пространство до Приморской равнины. Среди песчаных массивов северного Прикаспия выделяются своеобразием своего строения и физико-географического облика северные Урдинские грядовые (ашиковые) пески.

Широкое распространение в северной половине Прикаспийской низменности, вне области песков, замкнутых бессточных понижений, являющихся неотъемлемой и характернейшей чертой рельефа низменности, заставляет несколько подробнее остановиться на характеристике их современного облика. Эти понижения лучше, чем окружающая равнина, увлажняются тальми снеговыми и другими водами местного стока и носят название падин, лиманов и соров. Ландшафты их резко отличаются от ландшафта окружающей равнины (рис. 13 и 14): физико-географический режим и ландшафтные особенности каждого типа не сходны между собой. Однако коренной разницы в происхождении

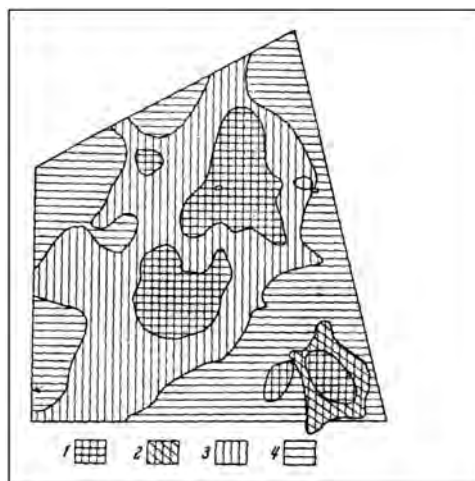


Рис. 13. Типы микрорельефа. Балыктинско-Кушумский водораздел. Лиман Кугун-Купа.

По съемке Ф. Я. Левиной, материалы А.Г. Доскач

1 — западины; 2 — окраины западин; 3 — руслообразные замкнутые понижения, вмещающие западины; 4 — плоская равнина.

большинства этих понижений нет. Большая часть их сформировалась путем освоения разнообразных понижений обсохшего морского дна. Образование наиболее крупных понижений связано с общими особенностями тектонического устройства низменности (Чижинская система лиманов, Большой Хак и т. д.), а также с солянокупольной тектоникой (глубокие компенсационные мульды,

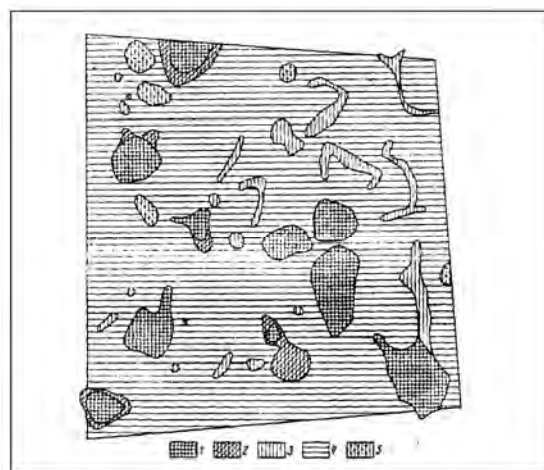


Рис. 14. Типы микрорельефа. Южная часть Балыктинско-Кушумского водораздела.

Склоны водораздела к Кушумским разливам.

По съемке Ф.Я. Левиной, материалы А.Г. Доскач.

1 — глубокие западины; 2 — внешний, менее глубокий пояс западин; 3 — зародышевые западины; 4 — плоская равнина; 5 — сусликовины.

освоенные сорами; полузанесенные осадками мульды, освоенные замкнутыми и приречными лиманами, межкупольные понижения и т. д.) и с новейшим ростом

соляных куполов (плотинные лиманы в низовьях Большого и Малого Узеней и Кушума и т. д.). Это понижение особенно сказывается на юге суглинистой равнины, в полосе, прилегающей к Прикаспийскому выступу. Образование небольших понижений типа падин, очевидно, нередко связано с понижениями морского дна, возникавшими при перераспределении в широкой зоне каспийского мелководья осадков, некогда заносившихся сюда реками. Наконец, известная меньшая часть понижений (лиманов и падин) представляет собой, возможно, занесенные осадками долины древних протоков, озерные впадины и т. д. Такого рода неровности встречаются преимущественно на юге суглинистой равнины, т. е. там, где некогда разветвлялась сеть протоков и рукавов древних дельт Волги и Урала.

Различия современной природы бессточных понижений связаны с разной глубиной вреза в поверхность равнины и с особенностями местной географической обстановки.

Падина представляет собой неглубокие (обычно до 1 — 1,5 м), разной величины понижения (местами достигающие нескольких километров в поперечнике). Их склоны незаметно сливаются с поверхностью равнины. По сравнению с лиманами и сорами, они, вследствие малой углубленности, получают условия весеннего обводнения, способствующие опреснению их почв и грунтовых вод. Падинам свойственна богатая травянистая растительность. Это прекрасные сенокосы и одновременно лучшие пахотные угодья низменности.

Лиманы — более глубокие (до 4 м) понижения разнообразных размеров и форм. Они наиболее широко распространены в области бессточных рек Волго-Уральского междуречья. В Прикаспийской низменности по режиму обводнения различаются три типа лиманов:

а) лиманы пойменного типа, соединенные с долинами рек (например, Большого и Малого Узеней) и образующие заливаемые полыми водами расширения по ходу последних;

б) лиманы — разливы дельтового типа, представляющие огромные бессточные, пересыхающие летом понижения, в которые бессточные реки сбрасы-

вают ежегодно весной свои воды. Обычно такие лиманы заканчиваются системой соединенных протоками мелких, частично пересыхающих летом озерков. Наиболее крупные лиманы такого типа в области Волго-Уральского междуречья — Чижинские, а наиболее крупная система озер — Камыш-Самарские озера, в которых заканчиваются, дробясь на протоки, Большой и Малый Узени; в) наконец,

в) третий тип лиманов — это замкнутые небольшие (0,5 — 8 км в поперечнике) понижения, питающиеся талыми снеговыми водами. Они часто встречаются на водораздельных пространствах низменности, особенно в районе бессточных рек Волго-Уральского междуречья.

Лиманы, особенно связанные с реками, обильно, а нередко избыточно обводняются весенними водами, однако вследствие бессточности лиманов эти воды не оказывают такого опресняющего влияния на почвы и грунтовые воды, как в падинах. Здесь создается иное, очень своеобразное положение. Весной поверхностные отложения и грунтовые воды несколько опресняются при одновременном повышении их уровня. Летом же, когда лиманы высыхают, начинается усиленное испарение влаги, которое в большинстве лиманов вызывает капиллярное подтягивание к поверхности солей из близких грунтовых вод и засоление почв.

Свойственная лиманам бессточность, при более обильном, чем у педин, ежегодном обводнении, вызывает ряд вредных явлений, в первую очередь повышение уровня соленых грунтовых вод, подпор ввиду этого соленых грунтовых вод окаймляющих лиман водоразделов и постепенное, идущее от лиманов засоление значительных пространств (в настоящее время полоса в 2 — 6 км) последних. Бессточность лиманов при естественном затоплении их вызывает длительное застаивание вод в понижениях лиманного рельефа, заболачивание этих понижений и снижение их продуктивности как сенокосов. Лиманам свойственна необычайно пышная травянистая растительность. Они представляют собой богатейшие сенокосные угодья, которые могут обеспечить стойловыми кормами почти все поголовье скота Прикаспийской низменности. Однако в последние

25— 30 лет лиманы, связанные с реками, вследствие ряда причин³ страдают от недостатка паводковых вод, что вызывает в них ряд изменений, в том числе засоление почв, сокращение площади лугов и уменьшение урожаев трав.

Обводнение лиманов и расширение их площадей — одна из важных задач хозяйственного освоения Прикаспийской низменности. При осуществлении его в широких масштабах необходимо одновременно проведение системы мероприятий по устранению бессточности поверхностных и соленых грунтовых вод. Это особенно важно для крупных лиманных систем, бессточность которых обусловлена особенностями тектоники и геологического строения Прикаспийской равнины (Чижинско-Балыктинские лиманы, перегороденные на юге Прикаспийским выступом, Узенские лиманы, Большой Лиман и т. д.). Борьба с бессточностью требует, с одной стороны, создания постоянной системы стока для грунтовых и поверхностных вод, с другой — строгого регулирования норм поливных вод.

Соры представляют собой наиболее глубокие (6 — 10 м) замкнутые бессточные понижения. Они заняты обычно солеными озерами, которые летом почти полностью пересыхают, оставляя на поверхности корку соли. Хаки — это топкие соленые грязи, развивающиеся местами на днищах соровых понижений. Коренных различий между хаками и сорами нет. Особенность соров и хаков — их повышенная засоленность. Это связано в первую очередь с тем, что бессточные, но значительно углубленные соры создают условия для естественного дренажа прилегающих к ним частей межсоровых пространств. Другими словами, они служат вековыми базами аккумуляции солей, вымываемых из засоленных хвалыньских отложений поверхностными, а также просачивающимися вглубь водами. Этот способ дренажа, естественно осуществляемый соровыми впадинами, возможно, подсказывает в известных случаях пути дренирования лиманов Прикаспийской низменности.

Среди соров нельзя не отметить в западной части Волго-Уральского междуречья крупнейшего, покрытого коркой соли, местами топкого солон-

³ Большую роль играет здесь «дикий» разбор вод бессточных рек для орошения районов, расположенных к северу от Прикаспийской низменности.

чака — Хаки-Сора, или Большого Хака, вытянутого на 80 — 100 км с северо-запада на юго-восток вдоль западной окраины песков. Ширина его достигает 20—25 км; абсолютные высоты днища -10, -13 м, при довольно высоких берегах. С севера в него впадает пересыхающая летом мелководная речка Горькая (Аще-Узек). Депрессия Большого Хака занимает наиболее низкую часть обширного вытянутого тектонического Баткульско-Хакского понижения той же формы, протягивающегося еще на 70 — 80 км в северо-западу от северного края Хака. В пределах этого понижения расположены оз. Бат-Куль и группа замкнутых (Житкурских) лиманов. Соленые грязи Большого Хака образовались здесь в области высохшего реликтового соленого водоема, сохранявшегося некоторое время в более глубокой южной части древнего позднехвалынского залива Каспийского моря. Впадина Хаки-Сора также дренирует прилегающие пространства и аккумулирует соли, однако, как видно, засоленность ее в первую очередь реликтовая.

Для суглинистых равнин северной части низменности не менее характерен, чем падины и лиманы, западинный микрорельеф, представляющий собой систему мелких, неправильной формы, «степных блюдец», испещряющих поверхность и чередующихся с чуть повышенными участками. Глубина их не превышает обычно 20 см, диаметр колеблется от 1 до 20 м.

Образование западин — процесс современный. Оно связано с перераспределением атмосферных осадков по мелким неровностям рельефа и с выщелачиванием растворимых солей и мелкозема из поверхностных горизонтов пород с последующим уплотнением грунтов и с мелкими просадками их. Для выщелачивания солей, просачивающимися в почву поверхностными водами, требуется определенный минимум этих вод, а также определенные свойства грунтов. Этим и объясняется, что на юге Прикаспийской равнины, где количество осадков уменьшается и суглинистые отложения заменяются песками, западинного микрорельефа почти нет. Слабо развит он также на участках, сложенных с поверхности глинами, препятствующими при размокании просачиванию вод вглубь. Особенно интенсивно процесс образования западин

протекает в северной части низменности. Западины здесь имеют различную форму и нередко соединены друг с другом пониженными перемычками — седловинками. Здесь также иной раз можно наблюдать слияние западин и образование таким путем более обширных понижений типа небольших падин. Эти падины являются вторичными в отличие от более широко распространенных в северном Прикаспии первичных падин.

Для Прикаспийской низменности характерно, что в период снеготаяния западины и другие мелкие понижения поверхности бываю́т здесь сплошь залиты водой, причем в ряде районов выявляется целая сеть ничтожных понижений, по которым происходят соединения западин и сток вод из одной в другую.

Повидимому, в это время путем размыва (микроразмыва) поверхности, с одной стороны, и зарождения новых западин, с другой, происходит слияние западин, разрастание микропонижений и образование вторичных падин. Период обводнения поверхности низменности талыми водами очень кратковременен. Затем поверхностные воды частично впитываются в поверхность земли, в основном же испаряются. В течение более длительного срока воды сохраняются в падинах.

В некоторых случаях образованию западин способствуют животные — землерои. Землерои же создают, наряду с западинами, сопутствующий им и не менее характерный для водораздельных равнин северного Прикаспия бугорковый микрорельеф. Бугорки (высотой до 0,3 — 0,6 м) представляют собой выбросы из сусликовых нор и нор других землероев. Нередко бугорки усеивают поверхность так же густо, как и западины. Западины увлажняются лучше, чем окружающие повышенные участки, и поэтому в них развиты более опресненные почвы и травянистая остепненная растительность. На суглинистых равнинах Прикаспия, наряду с другими понижениями, они являются очагами формирования стенных ландшафтов, которые постепенно, но неуклонно, используя благоприятные условия рельефа и увлажнения, завоевывают себе позиции на широких просторах северного Прикаспия.

Краткая характеристика геоморфологических областей

Как видно из сказанного выше, однообразная на первый взгляд, сложенная с поверхности морскими хвалынскими отложениями Прикаспийская низменность разделяется на не сходные между собой геоморфологические области.

В северо-восточной части низменности выделяется неширокая полоса наклонной морской хвалынской террасы с мелкими лиманчиками, падинками и западным микрорельефом, отделяющейся на юге от прилегающих частей равнины уступом. Высоты террасы колеблются от 50 м на севере до 30 — 25 м на юге. На северо-западе междуречья, примерно на тех же широтах, близ Волги расположена не сходная с хвалынской террасой Ерусланско-Торгунская, расчлененная реками Волжского бассейна, суглинистая хвалынская плоская равнина. Ее образование связано с влиянием подводной части древней дельты хвалынской Волги и с особенностями тектоники этой части низменности (стык Ерусланско-Узенского выступа и выступа Приволжской гряды).

В южной части северной половины низменности выделяются участки повышенных равнин, располагающихся в области Прикаспийского выступа. На востоке, у р. Урала, это будет бугристо-ложбинная поверхность поздних хвалынской дельты Урала, где хвалынские морские отложения прикрыты тонким слоем аллювия, западнее — супесчаная плоская Прибалыктинская равнина, замыкающая с юга Чижинско-Балыктинскую депрессию, а еще западнее — слабо повышенные хвалынские же песчаные, местами перевеянные равнины, охватывающие также массив Урдинских грядовых песков.

В западной части низменности, к югу от Волгограда, к широкой депрессии Волго-Ахтубинского займища прилегает Приволжско-Баскунчакская супесчаная равнина, представляющая собой в основном область сглаженного ложбинно-бугристого рельефа (сходного с рельефом поздних хвалынской

дельты Урала), сильно осложненного влиянием соляной тектоники, выражающейся в распространении крупных бессточных впадин, озер, солянокупольных поднятий и островных гор.

По своему облику с Приволжско-Баскунчакской равниной сходна расположенная к северо-востоку от Баткульско-Хакской депрессии Приэльтонская суглинистая (реже супесчаная) равнина, отличающаяся тем, что осложняющее рельеф влияние соляной тектоники здесь сказывается не на древнедельтовой, а на плоской морской аккумулятивной равнине.

Между Приволжско-Баскунчакской и Эльтонской равнинами протягивается огромная Баткульско-Хакская депрессия, внедряющаяся в направлении с северо-запада на юго-восток — в область центральной части Волго-Уральского междуречья. Она представляет собой суглинистую, к югу опесчанивающуюся пониженную поверхность, характеризующуюся ступенчатым падением высот к наиболее глубокой части, занятой топкой солончаковой низиной Большого Хака. Повышенные северная и западная части депрессии характеризуются распространением глубоко врезанных соленых озер (Баткуль и др.) и многочисленных мелких впадин, занятых падьями и лиманами (группа Житкурских лиманов); здесь меньше небольших повышений (2 – 6 м), происхождение которых связано с соляной тектоникой.

От Баткульско-Хакской отличается располагающаяся восточнее отделенная от нее повышенной водораздельной равниной, Озерно-Соровая депрессия. Она представляет собой супесчаную (на севере легкосуглинистую) дренированную равнину, характеризующуюся чередованием глубоких соровых впадин и разной величины (3 — 10 м) пологих повышений, расположенных близ впадин, образованных соляной тектоникой. Соровые впадины имеют разнообразную величину и очертания — от округлых и лопастных до руслообразных. Наиболее крупная из них — оз. Арал-Сор, окруженное на юго-западе высокими (до 40 м) берегами.

В пределах западной половины Волго-Уральского междуречья выделяется по своему рельефу повышенная (30 — 35 м над ур. м.) Приволжская гря-

да со слабо неровным рельефом. Поверхность ее местами развеезна, и на ней разбросаны отдельные небольшие лиманы. По-видимому, Приволжская гряда, происхождение которой еще недостаточно ясно, представляет собой подводный песчаный вал (возможно, часть подводной волжской дельты), образовавшийся на размытом тектоническом выступе, сопровождавшем затопленную хвалынским морем часть волжской долины. Генетически этот выступ, очевидно, связан с Приволжской возвышенностью, высокие обрывы которой ограничивают правый берег Волги.

Приволжская гряда пологим уступом отделяется от плоской центральной части междуречья. В западной ее части раскинулось широкое пространство Северо-Западной суглинистой плоской недренированной равнины (высоты от 28 — 30 до 20 — 25 м). На фоне ее обширной, однообразной, плоской полупустынной, испещренной макрозападинами поверхности выделяются падины и небольшие замкнутые лиманы, а изредка и более крупные депрессии.

К востоку Северо-Западную равнину сменяет Урдинско-Торгунская суглинистая, несколько повышенная водораздельная, с сырцовыми останцами, равнина, разделяющая на юге Баткульско-Хакскую и Озерно-Соровую депрессии. В основном она представляет собой плоскую, с микрозападинным рельефом, равнину, нейтральная часть которой поднята до 40 м и более. Над поверхностью равнины поднимаются отдельные пологие бугры (сырцовый останец на севере, солянокупольные поднятия южнее), образующие в полом цепочку, уходящую к югу, к купольным поднятиям Озерно-Соровой депрессии.

Еще дальше к востоку протягивается Узенская водораздельная равнина, охватывающая Приузенскую водораздельную полосу и междуречье Большого и Малого Узеней. На юге она отделена от Урдинско-Торгунской равнины Озерно-Соровой депрессией. Высоты ее плавно уменьшаются в направлении с севера на юг. На севере ее намечается неширокая полоса с высотами 50—25 м, переходящая к востоку в хвалынскую террасу Каспия. Разный

характер распределения высот делает Узенскую водораздельную равнину в целом пониженной по отношению к Урдинско-Торгунской. В северной части Узенская равнина суглинистая, с развитым микрорельефом, на юге она опесчанивается, и микрорельеф здесь постепенно сглаживается. Плоская поверхность ее характеризуется довольно значительным распространением, особенно на севере, замкнутых небольших лиманов и отдельных впадин соленых и пресных озер (Соленый Сакрыл, Большой Сакрыл, Рыбный Сакрыл и т. д.).

Долины Большого и Малого Узеней, пересекающие равнину, местами глубоко врезаны и имеют одну-две террасы, нередко деформированные соляной тектоникой. Местами там, где реки пересекают лиманные депрессии, берега их снижаются, высокие террасы исчезают, и долины превращаются в обширные лиманно-пойменные пространства, иной раз разделяющиеся на два уровня — высоко- и низкопойменный. Местами водораздельная равнина повышается к долинам рек.

Долины Большого и Малого Узеней, дробясь на рукава и протоки, заканчиваются на юге, в депрессии Камыш-Самарских озер. Камыш-Самарская депрессия является живой областью сброса узенских паводковых вод. Она представляет собой систему озер различной величины и формы, соединенных протоками и беспорядочно разбросанных среди слабо повышенных пространств водораздельной равнины, нередко имеющих отрицательные отметки высот. Депрессия сложена с поверхности позднехвалынскими легкими суглинками и супесями, а на юге — перевеянными песками. Минерализация озер пестрая (от пресных до горько-соленых), летом большинство их пересыхает и покрывается коркой или выпотами соли.

К востоку Узенская водораздельная равнина сменяется обширной пониженной областью бессточных рек, расположенной в пределах Чижинско-Балыктинской депрессии. Эта область разделяется на две части: окраинную, представляющую собой широкую пойму Причижинских пониженных водоразделов (высоты на севере 16 — 20 м, на юге 2 — 4 м), и центральную, занятую лиманами. Пространство Причижинских пониженных недренированных

водоразделов испещрено замкнутыми лиманами различной величины (от 0,5 до 8 км в диаметре), глубины и формы. На севере поверхность Причижинских водоразделов суглинистая, с микрорельефом, на юге — супесчаная, почти без микрорельефа.

Наиболее крупный из лиманов Причижинской равнины — Большой Лиман, расположенный на северо-западе, в почти широтной (вытянутой с западо-северо-запада на юго-юго-запад) эрозионно-тектонической депрессии и представляющий собой лиман смешанного снегового и речного (р. Западная Дюра) питания. В настоящее время он усыхает и разбит на цепь крупных лиманов, разделенных повышениями. Наиболее глубокий лиман, в центре которого находится пересохшая озерная впадина Сор-Купа, расположен в юго-восточной части депрессии. Он сложен толщей лиманного суглинистого аллювия разной мощности, залегающего на хвалынских бурых суглинках и глинах.

Причижинские пониженные водоразделы окаймляют огромную по протяжению впадину Чижинско-Балыктинских лиманов, склонами которой они по существу являются.

Чижинско-Балыктинская система представляет собой неглубокое (с глубинами 1—4 м) и широкое (до 50—100 км) понижение, расположенное в основном в пределах Чижинской синклиналильной полосы. В северной части система разделена на две ветви (собственно Чижинскую и Дюринскую) и резко суживается (до 20—30 км) на юге, где она переходит в протягивающуюся на 80 — 90 км почти меридиональную узкую полосу Балыктинских разливов.

Собственно Чижинская ветвь представляет собой обширную неглубокую ванну, у северной границы которой заканчиваются многочисленные речки Чижи, образующие в «воротах» разливов редкую сеть очень мелких протоков и озерных впадин (Бырказан и др.), покрытых тонкой коркой соли или заросших тростником. Дюринскую ветвь питает р. Восточная Дюра. Она представляет собой узкую, несколько расширяющуюся к югу полосу, где

четковидные и долинооб-разные лиманы чередуются с вытянутыми увалами — останцами размыва водораздельной поверхности паводковыми водами. Полоса Балыктинских разливов питается в основном от сброса в нее вод из Чижинской и Дюринской ветвей. На юге Балыктинская ветвь закрыта приподнятой полосой равнины, препятствующей выводу паводковых вод за пределы системы и сильно затрудняющей сток грунтовых вод. В годы высоких паводков воды из Балыктинских разливов частично выводятся через р. Мухор за пределы Чижинской системы, в район Камыш-Самарских озер.

Чижинско-Балыктинские лиманы характеризуются неровным лиманным, эрозионного происхождения, микро- и мезорельефом (руслообразные неглубокие борозды и понижения, удлиненные валы и бугры и т. д.) и разделяются на два или три уровня, местами опоясывающие друг друга и характеризующиеся разным режимом увлажнения и физико-географическими особенностями. Среди поверхности лиманов нередко поднимаются, как острова, отдельные останцовые машины водораздельной комплексной равнины.

На крайнем востоке междуречья расположена область Приуральской слабо повышенной равнины. Она представляет собой плоскую, слабо дренированную поверхность, на севере суглинистую, с западным микрорельефом, на юге — супесчаную, без микрорельефа. Падины и небольшие лиманы встречаются здесь сравнительно редко. На севере поверхность местами расчленена неглубокими эрозионными ложбинами, заканчивающимися в падинах или лиманах.

В долинах Волги и Урала в пределах низменности развиты помимо поймы, две надпойменные молодые поздне- и послехвалынские террасы. Долина Волги в северной части сравнительно узка и резко расширяется в области Волго-Ахтубинского займища, представляющего собой обширное пойменное пространство, где среди пойменных участков, разделяющихся на два уровня — высокий и низкий, поднимаются островки после- и иногда позднехвалынской террас. Долина р. Урала в пределах Прикаспия, напротив, на всем своем протяжении очень широка, особенно расширяясь к югу от позд-

нехвалынской дельты, где начинается более молодая и послехвалынская дельта (Багырдайсая), характеризующаяся ложбинно-бугристым рельефом, сходным с рельефом бэровских бугров. Эта дельта связана с фазой стояния моря на уровне — 20 м.

Особенности тектоники

Современные представления о тектонике Ростовской, Саратовской, Волгоградской, Астраханской областей и Калмыцкой АССР сложились в результате многочисленных геологических исследований, начатых еще в дореволюционные годы и получивших широкое развитие при Советской власти.

С конца XIX в. данная территория рассматривалась как часть обширной Русской плиты (платформы), ограниченной Кавказом на юге и Уралом на востоке. Первые крупные обобщения, положившие начало изучению ее геологического строения, принадлежат А.П. Карпинскому. Несмотря на крайнюю недостаточность имевшегося в то время фактического материала, выдающийся русский геолог сделал ряд очень важных выводов, не утративших значения и в наши дни.

В 1883 г. А.П. Карпинский выявил на юге Европейской России «зачаточный кряж» — полосу дислоцированных осадочных пород, проходящую через Келецко-Сандомирский и Донецкий кряжи и Ергени к Мангышлаку. Тогда же он высказал предположение о возможности существования здесь подземных складчатых систем, скрытых под ненарушенными осадочными толщами. Впоследствии обнаружилось, что некоторые из тектонических элементов, объединенных линиями Карпинского, имеют различное происхождение и не связаны между собой. Так, например, дислокации гор Богдо, Чапчачи и др. в Заволжье оказались связанными с солянокупольной тектоникой и не имеющими отношения к структурам Донбасса. Однако предположение о наличии подземного продолжения Донбасса полностью подтвердилось.

А.П. Карпинский впервые представил платформу как относительно сложное геологическое образование, состоящее из докембрийского кристаллического фундамента и развитого в большинстве районов осадочного чехла. В составе кристаллического основания он выделил ряд тектонически приподнятых блоков (горстов), ограниченных крупными разрывами. Среди прочих были отмечены Азово-Подольский горст, расположенный на юге Украи-

ны, у юго-западной границы Ростовской области, и подземный Воронежский горст, заходящий в пределы Ростовской и Волгоградской областей своей восточной частью.

Идеи А.П. Карпинского получили развитие в трудах его последователя А.Д. Архангельского, разработавшего более подробные тектонические схемы с учетом как структурных, так и историко-геологических факторов. А.Д. Архангельский связывал выступы фундамента с длительно проявлявшимися поднятиями и противопоставлял горстам погружающиеся впадины. В 1923 г. он выделил на рассматриваемой территории Восточно-Русскую и Прикаспийскую впадины, расположенные к востоку от Воронежского горста, Южно-Русскую впадину, заключенную между Воронежским горстом и Донецким кряжем, и восточную часть Причерноморской впадины, ограниченную на севере Донецким кряжем (его юго-восточным продолжением), а на юге — Кавказом.

Новые данные явились подтверждением еще ранее высказанных предположений (М.В. Муратов 1946) о более молодом, нежели докембрийский, возрасте складчатого фундамента данной территории. Руководствуясь этими материалами, (А.Я. Дубинский 1956 а, б) уточнил тектоническую схему Восточного Донбасса и Северного Предкавказья, высказав предположение о наличии двух синклинальных ветвей герцинской складчатости, возникших на месте палеозойского передового прогиба и разделенных антиклинорием.

Более широкое геотектоническое истолкование новых данных принадлежит М.В. Муратову, который впервые выделил эпигерцинскую (Скифскую) платформу с палеозойским и отчасти мезозойским складчатым основанием и мезо-кайнозойским осадочным покровом, расположенную между краем Русской платформы и передовыми альпийскими сооружениями Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и Копет-Дага (М.В. Муратов, 1955). Северная граница молодой платформы была проведена от устья Дуная через Перекопский перешеек, несколько южнее устья Дона, через южную оконечность дельты Волги и северный берег п-ова Бузачи. Согласно представлениям М.

В. Муратова, на юго-восточной окраине Русской (Восточно-Европейской) платформы в позднем палеозое существовал узкий краевой прогиб, проходивший через район г. Астрахани и несколько углублявшийся внутрь платформенной области, в сторону Днепровско-Донецкой впадины. В средней части Скифской платформы, в пределах описываемой территории, на тектонической схеме М. В. Муратова был показан ряд пологих структур осадочного чехла и в том числе Южно-Ергенинское валообразное поднятие, северная оконечность Ейской впадины, выделенной из состава Азово-Кубанской, Ногайская впадина в Прикаспии и Манычский прогиб.

В ряде работ, выполненных под руководством И.О. Брода, развивались идеи о последовательном разрастании древней платформы, в связи с чем в Предкавказье были выделены области палеозойской и раннемезозойской консолидации и область третичной складчатости, сменяющие одна другую в направлении с севера на юг. Однако указанные построения являлись гипотетическими и требовали дальнейшего обоснования.

К 1956—1958 гг. было установлено, что мезо-кайнозойский чехол, покрывающий герцинские складчатые сооружения, на юго-восточном продолжении Донбасса довольно заметно дислоцирован и образует удлиненное поднятие, вытянутое вдоль намеченной еще А.П. Карпинским линии Донбасс—Мангышлак. Начиная с 1958 г. эта платформенная структура именуется валом Карпинского. Геофизическими и буровыми работами, проведенными на юге Ростовской области, в чехле молодой платформы было обнаружено субмеридиональное поднятие, осложняющее зону Манычских прогибов и названное Сальским.

В разное время и особенно после 1955 — 1960 гг. в работах Г.А. Бражникова, М.С. Бурштара, А.Г. Габриэляна, А.Я. Дубинского, М.П. Казакова, М.Ф. Мирчинка, Л.Н. Розанова, Ю.А. Сударикова, Н.Ю. Успенской, Э.Э. Фотиади, Е.А. Щерик, Я.С. Эвентова и других геологов был предложен целый ряд тектонических схем для различных частей рассматриваемого района. В 1962 г. И.И. Потапов и Н.И. Погребнов уточнили схему детального тектони-

ческого районирования данной территории. Большинство современных тектонических построений в той или иной мере отражают утвердившиеся представления А.Д. Архангельского, Н.С. Шатского и М.В. Муратова, положенные в основу существующих тектонических карт СССР, Европы и Евразии.

Основные черты тектоники рассматриваемого региона определяются его принадлежностью к юго-восточной части Русской плиты Восточно-Европейской платформы (А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, 1933), северной части Скифской плиты (М.В. Муратов, 1955; Г.И. Гарецкий и др., 1965) и зоне их сочленения. Естественными границами платформ, плит и других крупных тектонических элементов здесь являются докембрийские, палеозойские и более молодые тектонические разрывы, типа глубинных разломов. Наибольшее значение в этом отношении имеют граничные Донецко-Астраханский, Волгоградский и Манычский разломы. Первый — пересекает в близширотном направлении всю описываемую территорию и разграничивает ее на северную часть, целиком относящуюся к Русской плите, и южную, относящуюся в основном к Скифской плите. Донецко-Астраханский разлом проходит вблизи городов Луганска, Каменска-Шахтинского, Котельниково и несколько южнее Астрахани.

Юг рассматриваемой территории принадлежит в основном к Скифской плите молодой эпигерцинской платформы. Выход на поверхность палеозойского складчатого фундамента (открытый Донбасс) именуется Донецким выступом (М.В. Муратов, 1957). На его восточном продолжении располагается *вал Карпинского, являющийся составной частью Скифской плиты.*

Профиль В—В, проведенный по линии опорных скважин, пробуренных на северо-западном побережье Каспийского моря (села Черный Рынок, Артезиан, Джанай) и проходящий далее к северу через с. Азгир до оз. Аралсор, иллюстрирует поперечное сечение восточной части вала Карпинского, а также строение прилегающих территорий Предкавказья и Прикаспийской синеклизы (рис. 15).

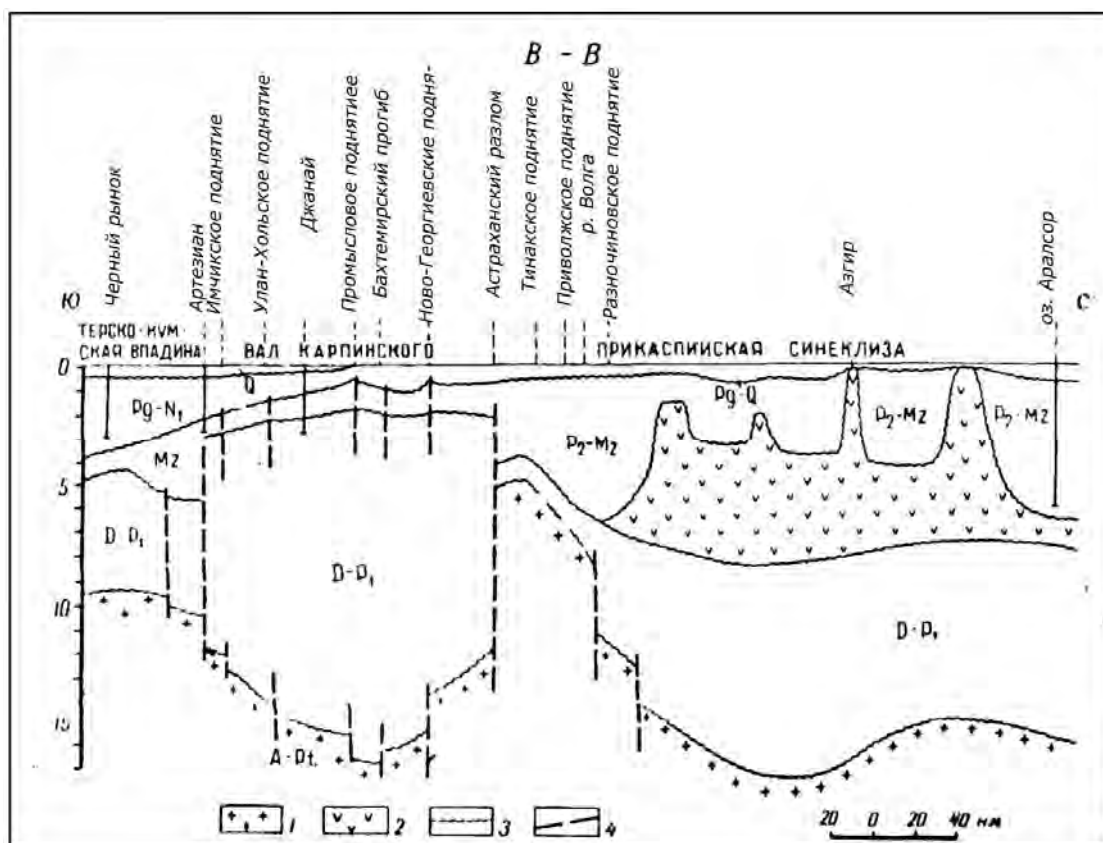


Рис. 15 Геологический профиль по линии с. Артезиан — Промысловое поднятие — Разночиновское поднятие — с. Азгир — оз. Аралсор.

Составили Н. И. Погребнов, И. И. Потапов по данным ВДТГУ, Е. Н. Багинской и Д. В. Несмеянова, (1965); Я. С. Эвентова, (1956) и др.; В. Л. Соколова, Г. Н. Кричевского (1966); М. М. Чарыгина и др., (1966) и др.

1 — допалеозойский фундамент; 2 — соленосный комплекс нижней перми; 3 — границы крупных стратиграфических подразделений; 4 — разрывы

Донецкий выступ и Скифская плита

Главными тектоническими структурами эпигерцинской платформы, расположенными в пределах описываемой территории, являются ориентированные в близширотном направлении Донецкий выступ (открытый Донбасс) и северная часть Скифской плиты, известная под названием вала Карпинского.

Южнее вала Карпинского по структурно-морфологическим особенностям, главным образом платформенного чехла, выделяются: Манычские прогибы, Целинская седловина и Сальское поперечное поднятие.

Для Донецкого выступа, Скифской плиты в целом и большинства составляющих ее крупных тектонических структур и разломов характерна их вытянутость в близширотном (донецком, кавказском) направлении. Этим са-

мым подчеркивается связь общих черт геоструктуры данной территории с развитием расположенных южнее линейных складчатых сооружений Кавказа.

Линейная тектоническая зональность и генетическая связь с развитием Средиземноморского подвижного пояса наиболее отчетливо отражены в общих особенностях Донецкого выступа и вала Карпинского, объединяемых общностью строения. Последнее нередко является причиной их объединения в одно целое — в Донецко-Каспийскую тектоническую область. Еще чаще и в основном по общим геологопромышленным особенностям Донецкий выступ объединяется с крайним западным блоком вала Карпинского.

Тектоника и другие особенности Донецкого выступа и вала Карпинского связаны с развитием протяженного пояса глубинных разломов, прослеженного Н. Ю. Успенской (1961) из Белоруссии до Средней Азии и проходящего на рассматриваемой территории через Донбасс к Каспийскому морю.

Вал Карпинского занимает часть Скифской плиты, простирающуюся от Донецкого выступа к восток-юго-востоку до Каспийского моря и ограниченную на севере Донецко-Астраханским, а на юге Маньчским разломами. Длина вала достигает 500 км, ширина 130 — 150 км; высота по поверхности палеозойского фундамента колеблется в пределах 500 — 2000 м. Вал Карпинского слагают три структурных этажа: допалеозойский, палеозойский и мезозойско-кайнозойский.

Строение самого древнего этажа устанавливается лишь в общих чертах. По данным геофизических исследований (Неволин и др., 1965; Багинская, Несмеянов, 1965 и др.) на поверхности кристаллического фундамента вала Карпинского соответствует Донецко-Каспийский грабен (прогиб), возникший в среднем девоне. Грабен протягивается в восток-юго-восточном направлении, глубина его по поверхности допалеозойских образований достигает 5 — 7 км. По условиям формирования и строению палеозойского этажа вал Карпинского тесно связан с Донецким выступом. Палеозойские структуры вала являются восточным продолжением складок Донецкого бассейна,

которые, прослеживаются до меридиана г. Элисты. Восточнее Элисты линейные структуры мезозойско-кайнозойского этажа затухают.

Предкавказская часть Скифской плиты, расположенная между Донецким выступом и валом Карпинского на севере и альпийской структурой Кавказа на юге, именуемая Н. Ю. Успенской и Ю. А. Судариковым Предкавказской тектонической областью, в томе XLVI «Геология СССР»⁴ называется предкавказской частью Скифской плиты. В ее пределах выделяются крупные Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины, разделяющий их Ставропольский свод и система Манычских прогибов.

В пределах описываемой территории располагается лишь система Манычских прогибов, северная часть Азово-Кубанской впадины (Целинская седловина) и северное ответвление Ставропольского свода — Сальское поперечное поднятие.

Система Манычских прогибов объединяет отрицательные структуры, хорошо выраженные по мезозойскому и нижнетретичному структурным этажам. Она включает структуры, наложенные на Манычскую систему разломов фундамента. На гравитационных картах эта зона характеризуется отрицательными аномалиями, а расположенные к северу и югу структуры — положительными.

⁴ Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание Издательство «Недра», Москва, 1970.

Характеристика Скифской плиты вала Карпинского

Новейшие континентальные отложения широко распространены в бассейне Нижнего Дона и в северо-восточном Приазовье. Среди них Г.И. Поповым были впервые выделены:

- древнеречные слои, слагающие наиболее высокую террасу нижнего течения р. Северного Донца (Базки — Авиловский) и западной оконечности водораздела рр. Дона и Сала (Несмеяновка, Шамин), известную ранее у устья р. Дона и в северном Приазовье (Хапровская терраса); оказывается также, что эти слои, называемые автором танаисскими, распространяются широкой полосой по левобережью р. Дона к берегу Азовского моря (Ейск — Азов) и выполняют здесь огромную погребенную долину древнего Дона;

- скифские красно-бурые и другие глины, прослеженные Г.И. Поповым от Ергеней и Доно-Донецких высот до р. Кубани и Азовского моря.

В статье приводятся новые данные по стратиграфии этих континентальных толщ, полученные в результате проведенных автором систематических исследований четвертичных и континентальных плиоценовых отложений Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья. Танаисские слои древнего Дона, стоящие у рубежа третичного и четвертичного времени, представляют большой стратиграфический интерес, так как позволяют выяснить возрастные соотношения ряда проблематических континентальных отложений (скифские глины и их аналоги, хапровские и ергенинские пески, колкотовские слои Днестра, левантинские отложения Нижнего Дона и Молдавии и др.).

Танаисские слои Приазовья

Пресноводные слои в Приазовье открыты И.А. Соколовым (1903, 1904) и прослежены им между г. Азовом и г. Ейском в основании левого склона долины р. Дона и по берегу Азовского моря, а также по р. Кагальнику (у Ново-Николаевки) и по р. Ее (у Царядара). Распространение и характер этих

слоев, представленных главным образом песками, содержащими исключительно пресноводную фауну, как оказалось ту же, что и палюдиновые пески г. Таганрога, позволили Н.А. Соколову рассматривать их как одновозрастные образования.

Теперь можно считать установленным, что пресноводные слои, обнажающиеся в устье р. Дона и по берегу Азовского моря (гг. Азов — Ейск), выполняют широкую (120 — 150 км) погребенную долину древнего Дона (рис. 16). Эти слои, названные Г.И. Поповым танаисскими, вскрыты артезианскими скважинами по железнодорожным линиям гг. Ростов — Сальск и

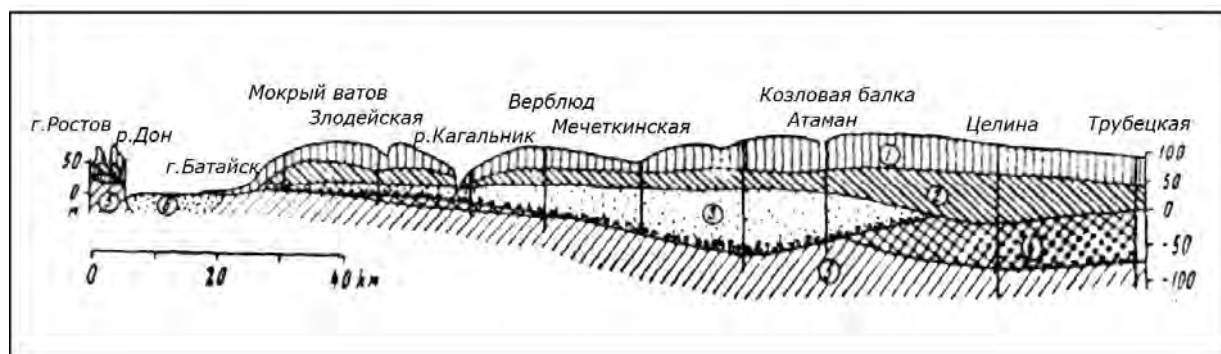


Рис. 16. Геологический разрез по железнодорожной линии Ростов—Сальск.

1 — лёссовидные суглинки; 2 — скифские глины; 3 — танаисские слои; 4 — понтические отложения; 5 — сарматские отложения; 6 — аллювий плейстоценового Дона.

г. Ростов — ст. Кущевская (станции Злодейская, Кагальник, Верблюд, Мечетинская, Козловая Балка, Атаман, Степная, Кущевская и др.). Они погребены под мощной толщей лёссовидных суглинков (до 50 — 60 м) и скифских глин (30 — 50 м). По этим скважинам танаисские слои подразделяются на следующие горизонты:

А. Верхние озерно-аллювиальные слои (N_2^{t1al}). Серые желто-серые, реже бурые, глины. Прослой глинистых песков и супесей. Встречаются растительные остатки.

Б. Главная аллювиальная толща (N_2^{tal}). Белые сероватые, реже желтоватые, мелкозернистые и среднезернистые пески с кварцевым и кремневым гравием. Встречаются известково-песчаные конкреции (станция Верблюд), стволы окаменелых деревьев (станция Атаман).

В. Гравелистые крупнозернистые пески основания аллювиальной толщи.

Общая мощность танаисских слоев, не превышающая 30 — 40 м на северном крыле долины (Кагальник, Злодейская, Мокрый Батай), увеличивается до 80 — 100 м в осевой части ее, где они опускаются на 70 — 80 м ниже ур. м.

Верхние горизонты танаисских слоев обнажаются в высоком (30 — 35 м) береговом обрыве Азовского моря, от станицы Шабельской до устья Дона и далее в основании левого склона донской долины до г. Азова. Здесь прослеживается следующая последовательность образований, слагающих приазовские водораздельные степи:

- Q₁. 1. Лёссовидные суглинки до 25 м
- N^s₂. 2. Красновато-бурые скифские глины. Постепенно переходят в подстилающие их озерно-аллювиальные глины до 10 м
- N^t₂ al 3. Желто-бурые, зеленовато-бурые и зеленовато-серые плотные однородные неслоистые глины. Содержат *Viviparus aethiops* Parr., *V. pyramidalis* Jan., *Unio procumbens* Fuchs., *U. aff. rumanus* Font., *U. kungurensis* Kob. и другие пресноводные формы (с. Семибалки, между г. Азовом и с. Кагальником)
- N^t₂ al 4. Белые и желтоватые мелкозернистые, сверху глинистые и с тонкими прослоями глин, ниже среднезернистые, диагонально-слоистые пески. Диагональная слоистость речного типа. Наклон слоистости (20–30°) косослоистых серий направлен преимущественно на юго-запад, соответственно основному направлению речного потока. Обычны фигурные известково-песчаные конкреции. Более низкие горизонты аллювиальной толщи обнажаются только ближе к устью р. Дона (г. Азов, между г. Азовом и с. Кагальником, сс. Стефанидин Дар, Семибалки). Здесь с ними связаны прослои и линзы ржаво-желтых крупнозернистых песков с кварцевым и кремневым гравием и обильной и разнообразной пресноводной фауной. В них же встречаются обломки понтического и сарматского известняков, очевидно, принесенные древним Доном с правого склона долины. Видимая мощность аллювиальных слоев, считая от уровня моря, достигает 15—16 м.

Верхние озерно-аллювиальные глины содержат характерные пресноводные формы. Они совершенно лишены каспийских элементов, что объясняется иной фацией этих отложений. Это отложения пойменных озер, болот и разливов обширной низменной аллювиальной равнины, сформировавшейся в предшествующие фазы эрозионно-аккумулятивного цикла. Танаисские озерно-аллювиальные глины тесно связаны с покрывающими их скифскими глинами.

Главная аллювиальная толща характеризуется здесь и по р. Салу пресноводным фаунистическим комплексом, свойственным, как будет показано ниже, наиболее высокой верхнеплиоценовой (левантинской) зоне.

Г.И. Попов при бурении в г. Ейске обнаружил в нижних гравелисто-песчаных танаисских слоях очень интересную фауну, которая, помимо левантинских и других пресноводных форм, содержит *Aracheronia propinqua* Eichw., что впервые устанавливает присутствие апшеронских отложений в Черноморском бассейне. Сообщение об этом опубликовал В.В. Богачев (1924) по материалам автора.

В высоких (20 — 25 м) береговых обрывах юго-западнее г. Ейска обнажаются (рис. 17):

- | | | |
|-------------|--|-------|
| Q_1 | 1. Лёссовидные суглинки | 14 м. |
| N_2^s | 2. Красновато-бурые скифские глины | 6 м |
| N_2^{lal} | 3. Желтовато-бурые, ниже зеленоватые, иловато-песчанистые плотные однородные неслоистые глины. Видимая мощность, считая от уровня моря, составляет около 4 м | |

В.Г. Бондарчук (1931) не различает здесь скифских глин, что позволяет ему зеленоватые и бурые глины основания ейских обрывов принимать за каспийские (в смысле древнеевксинских) отложения. Продолжение разреза дается по новой скважине Ейского курорта, где полная мощность этих глин (N_2^{lal}) составляет 15 м. Абсолютная отметка устья скважины +15 м.

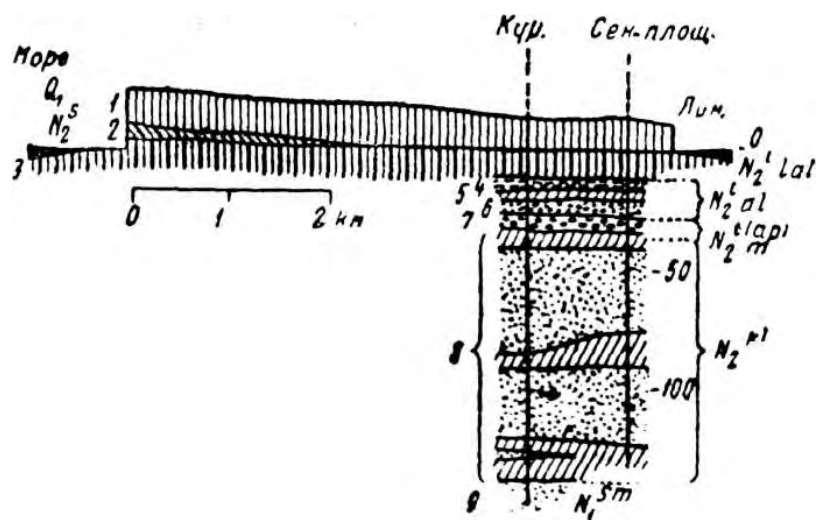


Рис. 17. Геологический разрез в районе г.Ейска.

1 — Q_1 — лёссовидные суглинки, 2 — N_2^s — скифские глины; 3 — N_2^{lal} — танаисские озерно-аллювиальные слои; 4, 5, 6 — N_2^{al} — танаисские слои (главная аллювиальная толща); 7 — N_2^{lap} —

нижнетанаисский горизонт (верхний апшерон); 8 – N kl (?) al, l – куяльницкие (?) слои; 9 – Nsm₁ – отложения среднего сармата.

- N^t₂ al 4. Песок желтый мелкозернистый 4,6 м
 5. Глина желто-серая песчанистая 2,6 м
 6. Песок желтый средне зернистый с кварцевым и кремневым гравием и прослоем (0,3 м) серого известковистого песчаника 4,6 м
- N^t_{2m}^(ap) 7. Песок желто-серый разнозернистый, главным образом среднезернистый, в основании крупнозернистый, с большим содержанием гравия молочного и прозрачного кварца, бурого и черного кремня и пресноводными *Unio sturi* M. Hörn., *U. maximus* Pen., non Fuchs., *Viviparus apscheronicus* nov. gen., *V. aff. depereti* Pavl., *V. kagarliticus* Zung., *V. viviparus* Müll., *Dreissensia polymorpha* Pall., pl. var., etc., наряду с которыми в сборах присутствует *Apscheronia propinqua* Eichw. Встречаются обломки костей млекопитающих. В списках фауны данного горизонта из старых скважин г. Ейска в литературе указываются только пресноводные формы, аналогичные современным (Конюшевский Л. 1915, Синцов И.Ф. 1907) 12,2 м

Ниже, очевидно, имел место перерыв и размыв подстилающих немых песчано-глинистых отложений, условно отнесенных к куяльницкому ярусу.

- N^{kl}₂ (?) al,l 8. Пески светлобурые и светлосерые мелкозернистые, реже среднезернистые. Мощные (5-12 м) прослои серых песчанистых глин с растительными остатками. Обломки окаменевшей древесины. Прослои (0,6 м) вулканического пепла на глубине 139 м 108,7 м
- Nsm₁ 9. Желтовато-серые светлые пески с *Cardium obsoletum* Eichw. и *Tapes* sp., относимые к среднему сармату

Нижние танаисские гравелисто-песчаные слои должны быть отнесены к верхнему апшерону, а вероятным пресноводным эквивалентом их, судя по фауне левантийских унионид, является самая верхняя зона славонских верхнепальюдиновых слоев.

Таким образом, приазовские разрезы танаисских слоев устанавливают их верхнеплиоценовый возраст. Послеапшеронский возраст скифских глин устанавливается здесь с полной определенностью.

Танаисские пески погребенной долины обнажаются также и по р. Кагальнику, от хутора Кагальника до устья реки. Содержат пресноводную фауну (с. Павловка, Высочино) — ту же, что в главной танаисской толще по побережью Азовского моря. Повидимому, эти же пески обнажаются под скифскими глинами в высокой Приманычской степи по Б. Хомутцу, рр. Юле и Среднему Егорлыку.

Танаисская долина в начальную фазу своего существования служила совместно с долиной Маныча проливом, по которому в верхнем апшероне осуществлялась кратковременная связь Черноморского и Каспийского бассейнов. Верхнеапшеронская фауна найдена Г.И. Поповым в танаисских слоях г.Ейска, а ранее была обнаружена А.Л. Колесником (1938) при бурении на Западном Маныче у оз.Чудило. Преобладание пресноводных элементов в ейской фауне говорит о близости устья большой реки. В районе разъезд Кавалерский – станция Старо-Минская, южнее г. Ейска, Танаисская долина широко открывается в Кубано-Азовскую впадину. Она размыта в понтических и сарматских отложениях, образующих широкий Азово-Манычский прогиб между гг.Сальском и Ростовом.

Танаисские терраса по р. Салу

Доно-Сальский водораздел сложен ергенинскими песками, крайние западные мощные (30 м) выходы которых обнаружены у хутора Свет (г. Гром). Немного ниже по р. Салу, у с. Несмеяновка, к ергенинским пескам прислонена танаисская терраса древнего Дона. Здесь в 1,5 — 2 км выше с. Несмеяновки, в крутом правом склоне Дона, обнажаются:

- | | | |
|--------------------------------|--|-----|
| Q ₁ | 1. Бурые тонкослоистые суглинки около 9 м | |
| N ^s ₂ . | 2. Глины красновато-бурые, ниже зеленого и серовато-бурые, слабо песчаные неслоистые 12,5 м | |
| N ^t ₂ al | 3. Темная зеленовато-серая глина с <i>Viviparus sp.</i> и ядрами крупных <i>Unio sp.</i> | 2 м |
| | 4. Пески светлозеленые мелкозернистые слабо глинистые. Прослой и линзы серо-зеленой глины и ржаво-желтых песков. Содержат сцементированные гипсом скопления обильной и разнообразной, часто прекрасно сохранившейся, пресноводной фауны, описанной В.В. Богачевым (1903, 1910) | 2 м |
| | 5. Светлобурые, ниже почти белые, мелкозернистые косослоистые пески. Содержат известково-песчаные конкреции в виде рогулек и проч. | 3 м |
| N sm ₁ | 6. Темносерые тонкослоистые глины, выходящие почти на уровне р. Сала. | |

Общий облик фауны несмеяновских слоев, присутствие таких форм, как *Unio stun* M. Horn., *U. maximus* Pen. non Fuchs., *U. pseudosturi* Halav., равно как и стратиграфическое положение этих слоев, позволяют приравнять их к нижнему горизонту танаисских слоев г. Ейска (верхний апшерон).

После работ В.В. Богачева несмеяновский разрез приобрел известность в литературе также и потому, что М.М. Жуков (1935) основывался на нем при определении возраста ергенинских песков. М.М. Жуков пески $N_2^{t_1}$ al (слои четвертый – пятый нашего разреза) считает ергенинскими, а пресноводную фауну, описанную В.В. Богачевым, ошибочно относит к подстилающим их серым глинам. М.М. Жуков ссылается при этом на не вполне точное описание разреза в более старой работе В.В. Богачева (1903) и в результате приходит к выводу о верхнеплиоценовом возрасте ергенинских песков, более древних, чем сырцовые глины, и более молодых или одновременных надрудным слоям (также апшерон). На самом же деле, как показано выше, несмеяновская фауна говорит о верхней, а не о нижней границе возраста ергенинских песков. Для этого, впрочем, более интересна фауна нагавская (см. ниже), указывающая более низкую границу.

Теперь понятна и другая ошибка М.М. Жукова, считавшего, что накопление ергенинской толщи началось в условиях замедленного стока.

Несмеяновская фауна характеризует нижнюю часть танаисской террасовой свиты. Ниже по Салу палеонтологически охарактеризованы более высокие ее горизонты. Вблизи устья Сала, у хутора Шамина, под толщей лёссовидных суглинков (30 м) и скифских глин (8 м), обнажаются:

- $N_2^{t_1}$ al
1. Светлобурые и буровато-серые слабослоистые песчанистые глины с *Unio* sp. и *Viviparus* sp. Постепенно переходят в скифские глины 3 м
 2. Серовато- и желтовато-белые мелкозернистые диагонально-слоистые пески. Прослой зеленовато-серой глины. Содержат пресноводную фауну 8 м
 3. Те же пески, но более грубозернистые и без фауны 13 м
 4. Галечник, состоящий из кварцевой и кремневой гальки, гальки каменноугольных пород, понтического и сарматского известняков до 1 м
- N_1^{sm}
5. Темносерые сланцеватые глины с валунами каменноугольных пород. Обнажаются от уровня р. Сала и до высоты 1,5 м

Верхняя часть песков у хутора Шамина содержит пресноводную фауну (*Viviparus*, *Unio* etc.), характерную для главной танаисской аллювиальной толщи. Выше по Салу танаисские слои обнаружены Г.Н. Родзянко при бурении вблизи с. Кутейниково. Представлены они песками с *Adelina voluta* (пре-

сноводная форма апшеронского яруса). По данным Г.Н. Родзянко, эти слои выполняют погребенную долину, врезанную более чем на 30 м в ложе ергенинских песков.

П.А. Православлев (1939) на Ергенях нашел, повидимому, в подобных же песках *Elephas* sp. (*meridionalis aul antiquus*) и *Equus caballus* var. (*aff. mosbachensis* Reich.), а Ф.П. Пантелеев (1937) в б. Шар-Булак наблюдал залежание песков, которые он считал ергенинскими на верхнеапшеронских слоях. Очевидно, среди песков, объединяемых под названием ергенинских, на Ергенях имеются и более молодые отложения притоков апшеронского Дона (р. Сала и др.), соответствующие танаисским слоям.

Т а н и с с к а я (Х а п р о в с к а я) т е р р а с а Д о н а и С е в е р н о г о Д о н ц а

Древнеречные пески в устье Дона впервые выделены Н.А. Соколовым (1900, 1904). Н.А. Соколов и затем В.В. Богачев в ряде работ (1910, 1914, 1924 и др.), Л.В. Хмелевская (1927) и В.Г. Бондарчук (1931) приравнивали эти пески к палюдиновым (древнеевксинским) слоям г. Таганрога. Г.Ф. Мирчинк (1936) и В.И. Громов (1936), а затем В.А. Хохловкина (1940) различают хапровскую и древнеевксинскую террасы и выясняют геоморфологические условия распространения хапровских песков между гг. Ростовом и Таганрогом. Хапровская фауна млекопитающих изучена В.И. Громовым (1933, 1935, 1936, 1937). Хапровская терраса протягивается по правому склону долины р. Дона (ст. Аксай – ст. Семерниково, район ст. Хапры) и северному побережью Азовского моря (с. Морской Чулек – с. Приморское, район г. Таганрога). Эта же терраса обнаружена Г.И. Поповым выше по р. Дону (хутор Крымский) и по нижнему течению р. Северного Донца (хутора Базки – Авиловский).

Хапровская терраса рр. Дона и Северного Донца на всем этом протяжении сохраняет полное постоянство состава и последовательности слагающих ее отложений, среди которых можно различить:

- | | |
|-------------------------------|---|
| Q ₁ | 1. Лёссовидные суглинки до 20 м |
| N ^s ₂ . | 2. Скифские красно-бурые глины, иногда с линзовидными |

- прослоями зеленовато-бурых глин до 15 м
3. Зеленовато-серые (бурые) скифские глины. Опесчаниваются к основанию слоя, где постепенно появляется тонкая слоистость и ржаво-бурые разводы 1–2 м
 - №₂^t 4. Бурые и зеленовато-серые тонкослоистые, иногда неслоистые, песчаные глины и супеси 1,5–3 м
 - №₂^t 5. Белые и светлосерые мелкозернистые, ниже среднезернистые с линзами крупнозернистых, диагонально-слоистые пески нормального речного типа 5–10 м
 6. Гравий и мелкий галечник третичных, меловых и каменноугольных пород с костями млекопитающих хапровской фауны, изученной В.И. Громовым (карьеры ст. Хапры, хутора Мержанова, ст. Морской и б. Валовой).

Высота хапровской террасы (относительная) составляет 40 — 50 м. Цоколь террасы по р. Северному Донцу (харьковские песчаники и киевские мергели) находится на высоте 35 — 40 м над ур. м. ниже по р. Северному Донцу и по северному берегу Азовского моря, т. е. по течению древней реки, поверхность размыва коренных пород (сармат, отчасти мэотис и даже понт) постепенно опускается до 15 — 20 м над ур. м. у ст. Морской хапровские пески с галечником в основании залегают на сильно размывших куяльницких озерных глинах с *Viviparus cf. barboti* Sinz, и др., описанными В.В. Богачевым (1910 и др.). Танаисские (хапровские) пески в г. Таганроге по направлению к югу быстро погружаются, с увеличением мощности до 25 — 30 м, выполняя погребенную долину Миуса до глубины около 15 м ниже ур. м.

Хапровская терраса рассматривается Г.И. Поповым как правый борт погребенной долины верхнеплиоценового Дона, отпрепарированный в виде террасы плейстоценовой эрозией (правый берег р. Дона) и отчасти последующей абразией (северный берег Азовского моря). Выходы террасовых песков у хутора Первомайского, против г. Ростова, и обнаружение их скважиной у разъезда Мокрый Батай, где они на высоте 20 — 25 м над ур. м. налегают на мэотические известняки, связывают хапровские пески и постепенно погружающиеся к югу танаисские слои, разделенные широкой долиной р. Дона (рис. 16). Одна из руководящих хапровских форм — *Elephas meridionalis Nesti* — найдена Н. М. Шерстюковым (1926-1927) на берегу Азовского моря, в 2 км к юго-западу от с. Порты-Катона у с. Глафировки и г. Ейска. Очевидно,

эти находки относятся к верхним горизонтам танаисской свиты, обнажающимся здесь в береговых обрывах. Озерно-аллювиальные глины (литологически очень характерный горизонт), постепенно переходящие в скифские глины, венчают как хапровскую террасовую свиту, так и собственно танаисские слои погребенной долины р. Дона.

Танаисские слои (главная аллювиальная толща), могут сопоставляться с наиболее высоким горизонтом верхнепалудиновых слоев (горизонт с *Viviparous böckhi*) и относятся к верхнему апшерону (нижний гравелисто-песчаный горизонт). Хапровская фауна может рассматриваться как верхне-апшеронская.

Стратиграфическое значение хапровской фауны было выяснено В.И.Громовым (1933, 1935, 1936, 1937). Руководящие ее формы: *Elephas meridionalis Nesti*, *Elephas cf. planifrons Falc*, *Mastodon arvernensis Cr. et Job.*, а также *Equus stenorhis Gochi*. По В.И. Громову, хапровская фауна верхнеплиоценовая (куяльницкая?) или, во всяком случае, доминдельская стоит на грани с плиоценом, а возможно, еще и полностью принадлежит к плиоцену (Громов В.И. 1933, 1933, 1936). Она наиболее близка к фауне слоев долины р. Арно близ г. Флоренции в Италии, занимающей аналогичное стратиграфическое положение. Хапровские пески могут быть приравнены к «верхнекуяльницким» слоям В.Д. Ласкарева, которые А.П. Павлов (1925) относит уже к эпохе тираспольского гравия. Весьма вероятно, что хапровские пески близки по возрасту (несколько древнее) к выделенным Л. Лунгерсгаузенем (1934, 1938) из тираспольского гравия колкотовским слоям с *Elephas meridionalis* и *Equus stenorhis*.

Аналогичные соотношения существуют между пресноводными элементами танаисской и колкотовской террасовых свит.

С р а в н и т е л ь н а я с т р а т и г р а ф и я п р е с н о в о д н ы х о т л о ж е - н и й

Стратиграфическое положение танаисских слоев во многом определя-

ется их пресноводными фаунами, принадлежащими:

- 1) нижним гравелисто-песчаным слоям: а) по р. Салу (с. Несмеяновка), б) в Приазовье (г. Ейск);
- 2) главной аллювиальной толще: а) по р. Дону (гг. Азов — Кагальник), б) по р. Салу (хутор Шамин), в) по р. Кагальнику (сс. Павловка и Высочино), г) по берегу Азовского моря (сс. Семибалки, Стефанидин Дар), д) верхнему озерно-аллювиальному горизонту (с. Семибалки).

Руководящее значение в этих фаунах принадлежит вивипарусам и унионидам.

Нижние (гравелисто-песчаные) танаисские слои г. Ейска, наряду с верхнеплиоценовыми унионидами (*Unio sturi* M. Hörn, *U. maximus* Pen. non Fuchs) и вивипарусами (*V. kagarliticus* Lung., *V. aff. depereti* Pavl.), содержат *Apscheronia propinqua* Eichw., что определяет верхнеапшеронский возраст этих отложений. Эти же левантийские униониды характерны и для несмеяновских слоев, занимающих в танаисской террасовой свите наиболее низкое положение, и, очевидно, также верхнеапшеронского возраста. В. В. Богачев показал распространение *Unio sturi* в апшероне восточного Предкавказья (вместе с *Unio maximus* Pen. non Fuchs) и Куринской низменности (Богачев В.В. 1910, 1935, 1939). При этом фауна унионид в верхней части, апшеронского яруса имеет совершенно европейский, а не левантийский характер (Богачев В.В. 1935). В несмеяновских слоях половина унионид принадлежит к европейскому типу.

Пресноводным эквивалентом нижних танаисских слоев являются наиболее высокие зоны верхнепалюдиновых слоев. В Славонии *Unio sturi* характерен для самого верхнего горизонта палюдиновых слоев (зона *Viviparus vicotinovici*), а в Венгрии (Альфельд) встречен вместе с *Unio pseudo-sturi* даже в горизонте с *Viviparus bockhi*, т. е. в наиболее высокой левантийской зоне (Halavats J. 1897). Отдельно стоят *V. Neumayri-fuchsi*, *V. Suessi-pannonica*, характерные для нижнепалюдиновых слоев. Однако сам В.В. Богачев (1924) и особенно А.П. Павлов (1925) отмечали отличия этих несмеяновских палю-

дин от нижнепалюдиновых форм, и, очевидно, они должны быть выделены в особые виды.

Повидимому, сюда же относится верхняя часть «надрудных слоев» г. Краснодара, где уже давно обнаружен *Unio sturi* (С.А. Яковлев 1922).

Главная аллювиальная толща по рр. Салу, Дону, Кагальнику и побережью Азовского моря характеризуется одним и тем же фаунистическим комплексом. Немногочисленные верхнеапшеронские вивипарусы г. Ейска, в том числе и очень оригинальный *Viviparus apscheronicus nov.*, найдены и в этих слоях. Однако левантийские элементы несмеяновской и ейской фаун уже почти совершенно отсутствуют в этих слоях.

Наиболее вероятные пресноводные эквиваленты этой части танаисских слоев:

а) Самые верхние горизонты плиоцена Альфельда (Венгрия), которые Галавач ставит выше наиболее высокого горизонта славонских палюдиновых слоев (зона с *Viviparus vucotinovici*), выделяя еще более высокий горизонт с *Viviparus bockhi* (Halavats J. 1897). Танаисские слои содержат *V. aff. bockhi Halav.*, *V. aff. artescicus Halav.*, *U. pseudo-sturi Halav.*, т. е: формы, очень близкие к руководящим формам слоев Альфельда.

б) Шеклерские слои Семиградья с *Viviparus altus* и *Viviparus grandis*, выделенные (Lörenthey E. 1895). Шеклерские элементы фауны в танаисских слоях представлены слабо (*Viviparus altus Neum.*).

в) Колкотовские слои древнейшей террасы р. Днестра, описанной Л.Лунгерсгаузенем (1934, 1938). Общие виды представлены *Viviparus tiraspolitanus Pavl.*, *V. kagarliticus Lung.*, *V. geticus Pavl.*, *V. depereti Pavl.*, *V. pavlowi Lung.*, *Unio kungurensis Rossm.* и другими унионидами европейского типа. *V. tiraspolitanus Pavl.* также широко и разнообразно представлен, как и в колкотовских слоях, где он принадлежит к числу наиболее характерных форм. Однако руководящие формы слоев Альфельда (*V. bockhi* и *V. artescicus*) отсутствуют в колкотовских слоях, хотя и имеются довольно близкие к ним вивипарусы, представляющие как бы дальнейшее развитие этого типа (*V.*

pseudo-artesicus Lung.). Наоборот, в танаисской фауне (главная толща) отсутствуют некоторые виды, сближающие колкотовскую фауну с бабельской. Так, шеклерский элемент слабо представлен в танаисских слоях (только *V. altus* N.), а вивипарусы Родосского типа (древнейший плейстоцен) и вовсе отсутствуют в этих слоях.

Очень интересно нахождение в танаисских солях (главная толща) *Viviparus diluvianus* Kunth. var. *gracilis* N., совершенно не отличимых от представителей этого вида из Потсдама (непосредственное сравнение). Таким образом, *V. diluvianus* не может служить руководящей миндельрисской формой, как это принимается большинством геологов.

Верхний (озерно-аллювиальный) горизонт параллелизуется Г.И. Поповым со слоями Бабеля, так как содержит характерные пресноводные бабельские формы (*V. aethiops* Parr., *V. pyramidalis* Jan., *U. aff. rumanus* Font., *U. procumbens* Fuchs), хотя и совершенно лишен каспийских элементов (иная фация отложений). Отсутствуют также и палюдины шеклерско-родосского типа, что характерно, впрочем (кроме *V. altus* N.), и для главной танаисской свиты. Стратиграфическое положение слоев Бабеля неясно. А.П. Павлов приравнивал их к шеклерским слоям, а Л. Лунгерсгаузен считает их точным эквивалентом колкотовских слоев.

Скифские глины Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья прослежены Г.И. Поповым от Ергеней и правобережных донских высот до р. Кубани и Азовского моря и должны приравниваться к красно-бурым глинам Украины и Крыма, Воронежско-Тамбовской низменности и к так называемой армавирской свите. Послеапшеронский возраст скифских глин устанавливается здесь с полной определенностью (г. Ейск). Скифские глины покрывают танаисские слои хапровской террасы и погребенной долины древнего Дона. При этом озерно-аллювиальные слои с *Viviparus aethiops* представляют переходную серию осадков, тесно связывающую скифские глины и танаисскую террасовую свиту. В то же время скифские глины покрывают нагавские левантинские слои по отчетливо выраженной поверхности размыва, т. е. отде-

лены от них перерывом, а на плато им предшествовал длительный период денудации понтических известняков и образования древней коры выветривания (аллювиальной зоны). Лёссовидные суглинки нижнего Дона и северо-восточного Приазовья расчленяются на те же ярусы, что и лёссы Украины. Здесь выделяется по региональным стратиграфическим, погребенным почвам (свыше 120 обнажений) миндельский, рисский (R_I и R_{II}) и вюрмский (W_I и W_{II}) ярусы лёссовидных суглинков, возраст которых определяется также и по их соотношениям с морскими террасовыми отложениями (древнеевксинские, карангатские и новоевксинские слои). Таким образом, скифские глины занимают определенное стратиграфическое положение на рубеже плиоценового и плейстоценового времени и, вероятно, соответствуют слоям Чауды.

Танаисские верхнеапшеронские слои, представляющие наиболее высокую палюдиновую зону, занимают значительно более высокое стратиграфическое положение, чем нагавские левантинские слои. Последние, судя по их фауне, описанной В.В. Богачевым (1924), эквивалентны нижним зонам верхнепалюдиновых слоев (Н.А. Григорьевич-Березовский, 1915) или даже верхней части среднепалюдиновых слоев (А.П. Павлов, 1925), также верхним левантинским слоям Молдавии, среднему и отчасти верхнему горизонту левантинских отложений Румынии. Таким образом, нагавские слои должны быть отнесены к нижнему апшерону или, скорее, акчагылу. По данным Г.И. Попова, эти слои слагают древнейшую (нагавскую) террасу р. Дона (станции Верхне-Курмоярская — Жуковская), где залегают на размытых ергенинских песках. Нами подтверждается, что эти пески на Ергенях, у с. Кормового, залегают на понтических глинах с *Congeria novorossica* Sinx. (П.А. Православлев, 1932). Отсюда вывод, что ергенинские пески правильнее всего сопоставляются с балаханской (продуктивной) свитой.

Киммерийско-балаханское время было эпохой исключительно сильной регрессии Каспийского бассейна и энергичной эрозии речных систем при низком положении их базиса. Прото-дон в эту эпоху разработал грандиозную долину и заполнил ее мощными песчаными наносами (нижняя «акчагыль-

ская» песчаная свита А.А. Дубянского, собственно ергенинские пески). Ближе к своему устью он отложил еще более мощные песчано-глинистые слои дельтового типа (продуктивная толща Апшеронского полуострова). Преакчагыльские опускания вызвали обособление Ергеней. Акчагыльская трансгрессия размывала эти древнеречные толщи в пределах Прикаспийской низменности. Началась перестройка гидрографической сети, и апшеронский Дон принадлежал уже к Черноморскому бассейну.

Стратиграфические соотношения континентальных плиоценовых отложений нижнего Дона и северо-восточного Приазовья, Днепровского и Дунайского бассейнов приводятся в табл. 4.

Стратиграфическая таблица континентальных плиоценовых отложений северо-восточного Приазовья и Нижнего Дона (по Г.И. Попову)

Эпоха	Век	Северо-восточное Приазовье		Нижний Дон		Южная Украина и Молдавии		Средне-Дунайск. Бассейн
Верхний плиоцен	Апшеронско-чаудинский	скифские глины				красно-бурые глины		горизонт с <i>Viviparus bückhi</i>
		озерно-аллювиальные слои (бабель)	танаисские слои	озерно-аллювиальные слои	Танаисская (хапровская) терраса	колкотовские слои		
		главная аллювиальная толща		хапровские пески		нижнеколкотовский щебень		
		нижние гравелисто-песчаные слои (верхний апшерон)				верхнепалудиновые слои		
	Фаза мощного размыва долины Танаиса и притоков					Перерыв		
Средний плиоцен	Акчагыльско-куяльницкий	ейские озерно-аллювиальные слои	палудиновые слои ст. Морской	нагавские левантинские слои	Нагавская терраса	верхне-левантинские слои	Новый кучурганский гравий	среднепалудиновые слои
		фаза значительного размыва				нижне-левантинские слои		
						Перерыв		
	Киммерийско-балаханский				ергенинские пески	Древний кучурганский гравий		нижнепалудиновые слои
			фаза мощного размыва Протодона	Перерыв				
Нижн. плиоцен	Понтический	Понтический ярус				Балтский ярус		конгериевые слои

2. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЛГО-УРАЛЬСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Геологическая изученность

Геологическое изучение Саратовского Заволжья началось со середины XIX века. Прежде всего, внимание исследователей привлекли выходы палеозойских известняков вблизи Березовой, Пугачева и Чанаевки. Они были описаны впервые Г. Нешелем (1847), а затем С.К. Никитиным и П.А. Осоковым (1888). Систематические же исследования этой местности развернулись лишь с начала текущего столетия.

Мощный чехол глинистых сыртовых отложений, залегающих с поверхности, впервые был описан самарскими почвоведом С.С. Неустроевым и А.И. Бессоновым (1909). Но главная роль в изучении сыртовых отложений принадлежит Ф.П. Саваренскому (1927), который выделил среди них три пачки глин и суглинков разной окраски: 1) желто-бурых, 2) коричнево-бурых и 3) красно-бурых скифских, а также пачку подстилающих их «песков», получивших название «подсыртовых песков».

В последующих работах И.П. Герасимова (1935), И.П. Герасимова и А.Г. Доскач (1937), Н.И. Николаева (1935 и 1951), А.Г. Доскач (1954), Ю.М. Васильева (1961), З.С. Чернышовой (1962), А.В. Вострякова и др. (1964), Н.Я. Жидовинова и В.И. Курлаева (1966) и других Саратовских геологов, в работах А.А. Свиточа (1968 и 1969), а также в многочисленных фондовых материалах, в той или иной мере отражаются идеи Ф.П. Саваренского. Вместе с тем предлагаемые этими исследователями стратиграфические схемы несколько различаются друг от друга и от схемы, предложенной Ф.П. Саваренским. В составе сыртовой толщи они выделяют от двух до пяти подразделений.

Таким образом, вопросы стратиграфии сыртовых отложений не имеют однозначного решения. Каких либо маркирующих слоев в них нет. Погре-

бенные почвенные горизонты встречаются на разных уровнях, не прослеживаются на сколько-нибудь значительные расстояния и по мнению саратовских геологов не имеют стратиграфического значения. В связи с этим предлагаемые разными исследователями стратиграфические схемы сыртовой толщи очень условны и субъективны. По существу, как это справедливо отмечено в работе А.А. Корженевского и др. (1966), вся сыртовая толща однообразна. Даже верхние части ее, сложенные делювиальными покровными образованиями, как отметил еще Н.И. Усов (1948), одинаковы по своему механическому и химическому составу с нижележащими породами. Это же подтверждено материалами исследований Гироводстроя.

Генезис сыртовых отложений также трактуется по разному. Ф.П.Саваренский (1927) считал их осадками разливов; таких же взглядов придерживался А.Н. Мазарович (1927) и А.Н. Розанов (1931). А.И. Москвитин (1962) высказывал мнение о формировании их в лагунах. И.Н. Герасимов и А.Г. Доскач (1947) относили эти глины и суглинки к озерно-лиманным отложениям, отмечая присутствие в них аллювиальных и делювиальных образований, а З.С. Чернышева - к аллювиально-дельтовым отложениям, переходящим кверху в субаэральные. А.А. Свиточ (1969) указывает на гетерогенное происхождение сыртовых пород и находит в них пятикратную цикличность в смене условий осадконакопления от озерно-лиманных до субаквальных и т.п. Саратовские геологи А.В. Востряков, А.А. Корженевский, В.А. Морозов и В.М. Седайкин (1964) считают сыртовые породы отложениями мелководных бассейнов лиманного типа.

Таким образом, генезис сыртовых глинистых отложений также не имеет определенного решения.

В упоминавшихся выше работах рассматриваются и «подсыртовые пески». По мнению большинства геологов, они относятся к апшеронскому ярусу неогена. Генезис их трактуется также различно: по мнению одних это морские, по мнению других - континентальные (аллювиальные) образования.

Одновременно с поверхностными сыртовыми отложениями изучались

и более древние. При этом крупные геологические работы развернулись в Заволжье в основном с сороковых годов в связи с поисками нефти и газа. На участках повышенного залегания палеозойских пород (Чапаевском, Пугачевско-Березовском, Римско-Корсаковском, Верхне-Кушумском и др.) впоследствии были проведены разнообразные геофизические работы, сопровождавшиеся структурным бурением. Все это во многом уточнило состав и строение глубокозалегающих отложений палеозойской и мезозойской групп до кристаллического фундамента.

Вопросы тектоники района впервые были рассмотрены С.Н. Никитиным и П.А. Осоковым (1888), установившим по выходам палеозоя «пермскую ось Заволжья», которую А.Н. Розанов (1931) позже называл «палеозойским валом Заволжья». В одновременно опубликованных работах Н.И. Николаева (1931 и 1933) «пермская ось Заволжья», трактовалась как моноклинали, ограниченная с юга дна конъюнктивными нарушениями. В настоящее время Саратовские геологи считают, что описываемая территории расположена на склоне Балаковской вершины Жигулевско-Пугачевского свода.

Более подробно вопросы тектоники Саратовского Заволжья освещены в XIV томе «Геология СССР» (1970).

Гидрогеологические исследования в зоне Саратовского канала начались ещё в восьмидесятых годах прошлого столетия с целью поиска источников водоснабжения. В то же время экспедиция по орошению на юге России и Кавказе под начальством генерала Жилинского заложила здесь первые скважины на воду. В 1905-06 г.г. бурение на воду продолжалось Самарско-Оренбургской переселенческой партией. В том же 1905г. Министерство Земледелия командировало в Заволжье геолога Н.Н. Тихоновича для выяснения возможности обводнения земель. В опубликованных Н.Н. Тихоновичем (1907) и несколько позже А.А. Козыревым (1911) работах была отмечена высокая минерализация подземных вод и сыртовых отложений и опреснение их в понижениях рельефа. Ими же было установлено, что к «подсыртовым пескам» приурочен выдержанный водоносный горизонт с пестрой и обычно по-

вышенной (более 3 г/л) минерализацией. Также было зафиксировано опреснение этих вод в понижениях рельефа.

В то же примерно время производились изыскания на воду для Рязано-Уральской дороги и бурение скважин на воду Самарско-Уральским Управлением земледелия и государственных имуществ.

В 1913 г. развернулись крупные работы Поволжских изыскательских партий отдела земельных улучшений под руководством Р.П.Спарро, в которых приняли участие такие геологи, как Ф.П.Саваренский, Б.А. Можаровский, А.Н. Мазарович и др. К сожалению, как это констатирует В.И. Артемьев (1959), материалы этих исследований почти полностью утеряны.

Ф.П. Саваренский (1931) дал достаточно полную характеристику гидрогеологических условий бассейнов Б. и М.Узены, которая не потеряла своего значения и до сегодняшних дней. Среди них можно отметить публикации В.Г. Камышевой - Елпатьевской (1936), Б.А. Можаровского (1936) и других. В конце пятидесятых годов была опубликована сводная работа В.Н. Артемьева (1959) по подземным водам Саратовской области. В ней довольно подробно охарактеризованы не только глубокие горизонты подземных вод, но и первый и второй от поверхности водоносные слои и горизонты.

Много работ было посвящено минеральным водам, источники которых в долине Б. Кушума начали изучаться еще с 1856 г. Не вдаваясь в подробности, отметим, что сведения о минеральных источниках Б. Кушума опубликованы в трудах В.И. Артемьева (1959), Л.В. Славяковой (1963), Т.П. Афанасьевой (1965) и др.

Первые сведения об инженерно-геологических условиях в Нижнем Сыртовом Заволжье были даны Н.Н. Беляевым (1936) и В.Н. Кузиным (1936). Подробно инженерно-геологические условия в рассматриваемом районе изучались Гипроводстроем.

В заключение отметим, что для рассматриваемой территории имеются кондиционные геологические и гидрогеологические карты масштабы 1:200000, авторами которых являются В.И. Курлаев, Б.И. Костин и др.

Геологическое строение

В геологическом строении описываемого района принимают участие породы от каменноугольной (более древние не рассматриваются) до четвертичного возраста. Стратиграфическое расчленение их производится по материалам геологических исследований НИИ геологии Саратовского Университета.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Каменноугольная система

Верхний отдел ее (нижележащие не рассматриваются) представлен гжельским и оренбургским ярусами.

Гжельский ярус выходит на поверхность доплиоценового рельефа неширокой полосой северо-восточного простирания, в пределы которой заходит концевая часть правобережного канала. Он вскрыт рядом скважин (№ 1825, 1828, 1829 и др.) под руслом Б.Иргиза.

Сложен гжельский ярус органогенно-обломочными и реже пелитоморфными доломитизированными известняками. В известняках встречены фораминиферы: *triticites montiparus* Ehronb, *Tr. stuckendergi* Reus, *Tusiella lancetiformis* Putz и др. Мощность яруса 255-285м, увеличивающаяся в сторону Прикаспийской низменности.

Оренбургский ярус протягивается еще более узкой полосой вдоль и юго-восточнее полосы выходов гжельского яруса. В пределы этой узкой полосы попадает начальная часть левобережного канала; но выработки его не вскрывают.

Оренбургский ярус состоит из известняков, содержащих вверху редкие прослой серых кавернозных доломитов. Известняки светло-серые и белые сахаровидные. Те и другие мелкокристаллические, трещиноватые и кавернозные. В них обнаружены фораминиферы: *Daixina sokensis* (Preus) Tusu-

linella us wae Dutk., *Pseudofusulina krotowi* var *sphaerideo* Reus. Мощность яруса 40-42м.

Пермская система

Она присутствует в составе нижнего и верхнего отделов. Нижний представлен ассельским, сакмарским, артинским и кунгурским ярусами, а верхний - татарским ярусом. Казанский ярус в пределах рассматриваемого района отсутствует, но встречается несколько в стороне от него.

Ассельский ярус сравнительно хорошо развит в северо-восточной части описываемой территории и вскрывается скважинами на участке проектировавшейся насосной станции. Левобережный канал в начальной своей части проходит в зоне распространения ассельского яруса.

Ярус этот сложен известняками и доломитами: первые преобладают в нижней, а вторые - в верхней части. Известняки доломитизированные светло-серые до белых, органогенно-обломочные. Доломиты скрытокристаллические такой же окраски. В известняках встречены фораминиферы: *Schwagerina vulgaris* Scherb *Gloneospira regularis* Lip., *Gl duplicata* Lp *Gl, ishimbaica* Lip. и др. Мощность яруса 91-176м.

Сакмарский ярус выходит на поверхность доплиоценового рельефа в виде узкой полосы субширотного направления в средней части рельефа, на дне трассы канала.

Представлен он тонким чередованием серых мелкокристаллических доломитов с голубовато-серыми ангидритами в светло-серыми волокнистыми гипсами.

Артинский ярус образует в плане еще более узкую извилистую полосу, обрамляющую с юго-востока зону распространения сакмарского яруса.

В пределах этой полосы проходит часть трассы канала на Ершов.

Сложен артинский ярус серыми ангидритами в нижней части с просями темно-серых тонкослоистых доломитов. Мощность 15-70 м.

Кунгурский ярус образует обширное поле выходов на карте доплиоценового рельефа в южной части района, залегая на большой глубине (отметки

кровли ниже минус 300м). В пределах этого поля трассируется большая часть ветки канала на Ершов.

Кунгурский ярус сложен желто-серыми плитчатыми доломитами, которые сверху сменяются розовато-серыми ангидритами и красными глинами с мощными (до 180) пачками каменной соли. Мощность от 10 до 412 м. В районе Римско-Корсаковки эти отложения охарактеризованы богатым споропопыльцовым спектром кунгурского облика.

Татарский ярус залегает из развитой поверхности казанского и кунгурского ярусов. Выходы его на карте доплиоценового рельефа образуют дуги в южной части района. Залегает глубоко от поверхности. В пределах этой дуги располагаются начальная и конечная часть ветки канала на Ершов.

Татарский ярус сложен кирпично-красными или зеленовато-серыми известковистыми глинами, содержащими в нижней части тонкие прослои серых известковистых песчаников, гипсов и ангидритов. В глинах обнаружены остракоды: *Darwinula fragilis* Schu., *D. teodorovichi* Bel., *D. parallela* (spizh) и др. Мощность яруса 7-110 м. Мощность пермской системы 155-1034 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Триасовая система

Триасовая система присутствует в составе нижнего отдела, который сохранился от размыва в виде двух небольших пятен в центральной части района, но вне трассы канала.

Нижнетриасовые отложения представлены глинами, песками и песчаниками. Глины коричневатые и кирпично-красные, голубовато-зеленые и зеленовато-серые песчанистые или тонко дисперсные. Пески и песчаники кварцевые серые и зеленовато-серые, мелкие и средней крупности, прослоями известковистые и глинистые. В глинах встречены остракоды: *Darwinula liassica* (Brodie), *D. Designata* Schu. Вскрытая мощность этих отложений 90-101 м.

Юрская система

Юрская система присутствует в составе среднего и верхнего отделов. Средний отдел выражен байосским и батским ярусами, а верхний - только келловейским, оксфордским и волжским ярусами.

Байосский ярус трансгрессивно залегает на породах от нижнетриасовых до верхнекаменноугольных. На геологической карте со снятым покровом плиоценовых и четвертичных отложений этот ярус дает широкую, хотя и неровную полосу в северо-западной части, узкое кольцо на крыльях Савельевского поднятия у пос. Горного на востоке и узкую дугообразную полосу в юго-восточном углу. В пределах этих выходов проходит большая часть правобережного и значительная часть левобережного канала.

В основании рассматриваемого яруса залегают серые кварцево-полевошпатовые местами косослоистые пески. Они перекрываются серыми и зеленовато-серыми глинами, содержащими тонкие (до 0,1 м) прослои серых же кварцево-полевошпатовых песчаников. В глинах встречены аммониты: *Parkinsonia* с f, *cloneziana* (Bor), *Nucula jagmanica* Sib и др. Мощность байосского яруса 40-63 м.

Батский ярус развит в северо-западном углу, на крыльях упоминавшейся Савельевской структуры и на юго-востоке. В пределах его выходов проходит начальная часть правобережного и некоторая часть левобережного канала. Батский ярус образован серыми зеленовато-серыми глинами с редкими прослоями кварцевых песчаников и алевроитов; в глинах встречены аммониты: *placunopsis jurensis* Mov. et Lys и фораминиферы *Ammodiscus baticus* Dain. Мощность яруса 38-51 м. Общая мощность среднего отдела юры 78-114 м.

Келловейский ярус выходит на поверхность доплиоценового рельефа в виде узкой кольцевой полосы на крыльях Савельевской структуры. Эта полоса в двух местах пересекается трассой левобережного канала.

Ярус сложен серыми, темно и буровато-серыми песчанистыми глинами, заключающими многочисленные мелкие углефицированные раститель-

ные остатки; встречаются прослои светло-серых мергелей и известковистых глин. В породах найдены аммониты: *Quenstedticeras lambert*; Sow, *Q leachi* Sow, *Kosmoceras sprinosum* Sow и др. мощность яруса 32-41 м.

Оксфордский ярус прослеживается также узкой кольцевой полосой на крыльях Савельевской структуры. На небольшом протяжении выходы его пересекаются трассой левобережного канала.

Ярус сложен серыми и светло-серыми известковистыми глинами с ходами илоедов и аммонитами: *Cardioceras Cordatum* Sow, с. cf *virtebrale* Sow, *Quenstedtileras trapezoidalis* Tr и др. Мощность описанного яруса 3- 18 м.

Волжский ярус выходит на дневную поверхность в районе пос. Горного восточнее трассы левобережного канала.

По литологии подразделяется на три пачки. Нижняя пачка сложена внизу серыми мергелями или кварцево-глауконитовыми песками с желваками фосфоритов. Вверху залегают зеленовато- и темно-серые известковистые тонкослоистые глины с прослоями горючих сланцев, светло-серых мергелей и песчанистых известняков. В них обнаружены многочисленные аммониты: *Dorsoplanites* cf *panderi* (Orb), *Zarajscites scythicus* (vischn) Nich и др. Мощность 16-33 м.

Средняя пачка образована серыми плитчатыми песчанистыми известняками с прослоями тонкоплитчатых зеленовато-серых мергелей и известковистых глин с отпечатками раковин двустворчатых моллюсков: *Joripes fischerianus* Orb., *Astarte duboisiana* Orb и др. Мощность 14-31 м.

Верхняя пачка сложена кварцевыми желтовато-серыми известковистыми песчаниками с прослоями темно-серых известковистых глин с аммонитами и др. Мощность пачки до 15 м.

Мощность волжского яруса 30-79 м. Мощность верхнего отдела юрской системы 70-138 м, а общая мощность юрской системы 148-252 м.

Меловая система

Меловая система развита вне пределов Саратовского канала и представлена своим нижним отделом в составе которого выделяются ярусы: готе-

ривский, барремский и аптский. Кроме того, несколько в стороне от площади, встречаются отложения валанжинского яруса, но они здесь не рассматриваются.

Готеривский ярус представлен только верхним подъярусом и обнажается на дневную поверхность у пос. Горного (восточнее левобережного канала). Он залегает с перерывом на верхнеюрских породах.

Разрез готеривского яруса начинается (снизу) зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками или песчаниками, которые выше сменяются темносерыми песчанистыми глинами. В глинах найдены фораминиферы: *Naiphragiuoides ingraceutaceus* Mjate, *Verneulina neocomiensis* Mjate., *Trochammina gyracidiniformis* Mjate и др. Мощность яруса 15-18 м.

Барремский ярус распространен и обнажается также, где готеривский. Он представлен темно и буровато-серыми глинами с сидеритом. В глинах обнаружены фораминиферы: *Discorlies barrenei* Mjate., *Cyroidina Sokolovae* Mjate, *Marginulina gracilissima* Weus и др. Мощность 12-20 м.

Аптский ярус обнажается в районе пос. Горного. Он сложен темносерыми сланцеватыми глинами с редкими прослойками глинистых битуминозных сланцев. В глинах встречаются аммониты: *Deshayesitis de shayesi* Leym. *A ronco rastrou tscholdijins* и др. Мощность 15-21 м.

Общая мощность нижнемеловых отложений 48-67 м. Общая мощность мезозойской группы 286-420 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Неогеновая система

Неогеновая система представлена лишь плиоценом, в котором выделяются кинельская свита, акчагыльский и апшеронские ярусы, в составе последнего обособляются подсыртовые пески и сыртовая глинистая толща.

Кинельская свита залегает на различных по возрасту породах от каменноугольных до нижнемеловых и развита, главным образом, в южной части территории

Акчагыльский ярус имеет почти повсеместное распространение, но выходы его на дневную поверхность вблизи Саратовского канала известны лишь на ограниченных участках в долине р. Сакмы. Он вскрыт многими разведочными скважинами по трассе канала в местах строительства насосных станций.

Акчагыльские отложения залегают на размытой поверхности пород разного возраста от кинельских до каменноугольных. Они представлены глинами (кое-где замещающимися на суглинки) и песками различной крупности, переходящими иногда в супеси.

Акчагыльские глины имеют преимущественно темно-серый или серый цвет, иногда с зеленоватым или буроватым оттенком, обычно слоистые или даже тонкослоистые, нередко тонкодисперсные, часто известковистые. По плоскости наслоения наблюдаются мелкие линзочки и присыпки пылеватого серого или ржаво-бурого ожелезненного песка; встречаются обугленные растительные остатки. Среди коллоидно-дисперсных минералов глин преобладает монтмориллонит.

Пески и супеси акчагыльского яруса окрашены в серый или зеленовато-серый цвет; также слоистые, глауконитово-кварцевые с линзами и прослоями буровато-серых глин и суглинков. Крупность песков разная от пылеватых до крупных.

В описании акчагыльских отложений встречены пресноводные гастроподы и двустворчатые моллюски: *Dreissena polymorpha* (Poll) *Pisidium amnicum* Mull., *Hypanis plicatus* (Eichw) *Unio* sp), а также остракоды, характерные для озерно-аллювиальных образований раннеакчагыльского времени: *Cytherissa lacustriformis* Popova, *Condoniella sullellipsoide* (scharap), *Cyprideis littorallis* (Brody), одиночные *Hyocypris brodye* Sars. I *gibba* (Bomd) *Zimnocythere Vostrjakovi* karm, *Z. soharapovae* Schw, *Cypria kurlaevi* karm, *Cyprideis torosa* (Jones). В акчагыльских отложениях также обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, в которых пыльца древесных (*Picea*, *Pinus*, *Betula* и др.) составляет 36-51 %, травянистых (в основном *Chenopodiaceae*) - 36,5 -

47% и спор (*Polypodiacea*, *Sphgnum*) - 3-8 %. Мощность акчагыльского яруса до 318 м.

Подсыртовые пески апшеронского яруса залегают на размытой поверхности акчагыльских отложений и обнажаются местами по склонам долины Сакмы и долинам некоторых ее притоков. Они вскрываются многими разведочными скважинами по трассе канала и сооружениями на нем.

Описываемая толща сложена главным образом кварцевыми песками и супесями, связанными друг с другом тесными взаимными переходами. Пески мелкие и пылеватые, слабо отмытые и плохо отсортированные, слоистые с тонкими прослоечками глин и суглинков. В меньшей степени развиты глины и суглинки обычно с хорошо выраженной слоистостью (этим они отличаются от вышележащих сыртовых глин), встречающиеся в виде линз или слоев разной мощности по всему разрезу. Окраска «подсыртовых» песчаных и глинистых пород разнообразная: желто-серая, светло-желтая, ржаво-желтая, ржаво-бурая, коричневая, зеленовато-бурая, зеленовато-серая и т.п.

В указанных отложениях встречены ядра *Unio efsturi* M. Horn, *Ucfsturi condata* V, *Bog Uiaff kalmycorus* V. Bog, свидетельствующие по заключению Г.И. Попова о средне- и позднеапшеронском возрасте вмещающих пород. Кроме того, встречен комплекс остракод: *Caspiolla acronosuta* (Ziv), *Yer-tocythere areviana* Ziv, *propingua* Ziv, *Yall proneslamlew*, также подтверждающие апшеронский возраст этих отложений.

Мощность «подсыртовых песков» обычно равна 19,5-23 м, сокращаясь в северной части левобережья Б.Иргиза (насосные станции 2 и 3) до нескольких метров. В долинах притоков Б.Иргиза верхняя часть описанной пачки размыта и мощность «подсыртовых песков» сокращается вплоть до полного выклинивания.

Сыртовая глинистая толща апшеронского яруса слагает междуречье Б.Иргиза и Б. и М.Узеней. В отчете НИИ геологии Саратовского университета она подразделяется на две пачки: нижнюю красновато-коричневато-бурых скифских глин и суглинков, и верхнюю, сложенную желто-бурыми суглинка-

ми.

Красноватые тона в окраске скифских глинистых пород появляются в нижней части рассматриваемой толщи. На детально разбуренных участках насосных станций 4 и 5 красноватая окраска пород в нижней пятиметровой по мощности части скифской глинистой толщи имеет место в 70 % пройденных там скважин. В интервалах от 5 до 10 м выше подошвы этой толщи красноватая окраска появляется в 52 %, в интервале от 10 до 15 м — в 17%, а в интервале от 15 до 25 м - в 3% заложенных скважин. В остальных скважинах на тех же интервалах зафиксирована желто-бурая (она считается характерной для верхней пачки), желто-коричневая, серовато-коричневая, коричневая и т.п. окраска. Выше 25 м от подошвы сыртовой толщи красноватая окраска в пределах этих двух участков не отмечена. В составе скифской глинистой толщи присутствуют глины и суглинки, точнее породы с числом пластичности преимущественно от 14-15 до 20-21, которые по формальным признакам можно подразделять на суглинки и глины. Те и другие связаны тесными взаимными переходами и замещаются на очень коротких расстояниях в плане и вертикальном разрезе. Физические свойства их, как это будет рассмотрено ниже, также практически одинаковы. В целом в верхней части разреза преобладают суглинки, а в нижней, глубже 15 м от поверхности глин больше, чем суглинков.

Скифские глины и суглинки - плотные неслоистые породы обычно с довольно частой сажистой пунктацией, местами с марганцовисто-железистыми бобовинами и налетами. Встречаются своего рода псевдоморфозы древних трещин шириною от нескольких миллиметров до 2-3 см и более, выполненные глинистым материалом; последний отличается от вмещающих пород лишь по своей окраске. Вблизи от дневной поверхности в результате субаэрального диагенеза сыртовые глинистые породы приобрели новые текстурные признаки: вертикальную трещиноватость, червоточины, ходы насекомых, кротовины, макропоры от сгнивших растений, обогатились включениями карбонатов, гипса и т.п. Интенсивность проявления

перечисленных признаков постепенно хотя и неравномерно уменьшается с глубиной.

Среди скифских глинистых пород наблюдаются погребенные почвенные горизонты, как полного профиля, так и обезглавленные. Они встречаются на разных гипсометрических и стратиграфических уровнях, не выдержаны по простиранию и по мнению А.В. Вострякова и др.(1964) не имеют стратиграфического значения. На отдельных участках, кроме того, наблюдаются темные по окраске горизонты, обогащенные карбонатами как в тонкораспыленном виде, так и в виде крупных и мелких стяжений, гнезд и т.п.; мощность таких образований до 5-9 м. Как указывается в томе XI «Геологии СССР» (1967), они напоминают погребенные почвы, но лишены обычных для этих последних структурных признаков: кротовин, крупчатости, псевдомицеллий и т.д.

Мощность скифской глинистой толщи в наиболее высокой части водораздела достигает до 60 м, сокращаясь по мере понижения рельефа, вплоть до полного выклинивания.

Никаких фаунистических или флористических остатков в сыртовых глинах и суглинках на рассматриваемой территории не найдено.

Четвертичная система

Четвертичная система присутствует в составе хазарского и хвалынского горизонтов и современных (голоцен) отложений.

Хазарский горизонт слагает III надпойменную аллювиальную террасу Б. Иргиза на левобережье и почти всюду подстилает хвалынские отложения II надпойменной террасы. В постели хазарского горизонта лежат акчагыльские и реже апшеронские отложения.

В подошве хазарского горизонта обычно залегает базальный слой из мелких глинистых катунов, заключенных в ржаво-буром ожелезненном песке. Местами этот базальный слой замещается буровато- или зеленовато-серыми мелкими или пылеватыми кварцевыми песками.

Основная часть хазарских отложений представлена глинами и суглинками голубовато- или зеленовато-серого цвета внизу и бурыми и коричневыми вверху. Темноцветные глины и суглинки известковистые, с углефицированными растительными остатками, нередко с марганцовисто-железистыми бобовинами. Встречаются мелкие линзы и реже прослойки грязно-серых мелких и пылеватых песков, нередко замещающихся на супеси. Мощность темноцветных глин и суглинков до 18 м.

Бурые и коричневые глины и суглинки верхней половины хазарского горизонта - неяснослоистые, известковистые. Вверху под влиянием субаэрального диагенеза в этих суглинках появлялись макропоры, трещины, включения карбонатов и гипса и т.п. Мощность описанных пород до 15 м и более.

Общая мощность хазарского горизонта до 40 м.

В описанных отложениях обнаружен пресноводный комплекс остракод: *Candoniella Subelipsoida* (Soharap) *Hyocypris bradyi* Sara, I. *Bellasharap*, *Limnocythera dorsonensis* Korm, *Z. pseudoconcava* Meg. *Candena rostrata* Vz. Ef. M., *Carcina* I. характерных в пределах северо-западного Прикаспия для хазарских отложений.

Спорово-пыльцевой комплекс подтверждает такую же датировку вмещающих отложений. Пыльца древесных пород в нем составляет не более 22,5 %, а травянистых 77-100 %. Для травянистых характерна маревопопынная ассоциация.

Хвалынский горизонт по мнению одних геологов подразделяется на три, а по мнению других только на два подгоризонта. В частности, в отчете НИИ геологии Саратовского Университета выделяются два подгоризонта, что и принято в настоящем отчете.

Один из них слагает II надпойменную террасу, образование которой «связано с хвалынской трансгрессией Каспийского моря, поэтому верхняя часть этой террасы покрыта лиманными, а нижняя сложена аллювиальными нижнехвалынскими отложениями». Второй подгоризонт слагает I надпой-

менную террасу.

Граница между I и II надпойменными террасами проводится по 30 изогипсе с чем нельзя согласиться. Типичные лиманные отложения приурочены к ступени с более низкими отметками (до 20 м и местами даже ниже).

Нижнехвалынский подгоризонт по трассе правобережного канала выражен бурыми и коричневыми с разными оттенками суглинками и глинами и во многом меньшей степени супесями и песками. Глины тяготеют к верхней, а пески и супеси в виде линз встречаются в нижней части подгоризонта. Хвалынские глинистые породы зачастую показывают явственную слоистость по присыпкам и тонким прослоечкам песка, а в супесях и песках встречаются прослоечки глины. Вверху все эти породы трещиноватые и комковатые, с включениями карбонатов в гипсе.

Мощность нижнехвалынских отложений по трассе правобережного канала составляет от 4-5 м до 7-9 м.

На левом берегу Б. Иргиза нижнехвалынские отложения представлены суглинками и глинами бурой и коричневой с разными оттенками окраски с подчиненными прослоями и линзами песка и супеси, которые встречаются только лишь в нижней части разреза. Породы вверху также трещиноватые, поражены червоточинами, ходами землероев, изобилуют макропорами и включают стяжения карбонатов и гипса. Мощность больше, чем на правом берегу и достигает до 12-15 м.

Аналогичный состав имеют хвалынские отложения в долине р. Сакмы.

В нижнехвалынских породах встречены пресноводные моллюски: *Nuранis plicatus* (Eichw), *Melanopsis* sp, имеющие широкое вертикальное распространение. Спорово-пыльцевой спектр-лесного типа, где пыльца древесных составляет 65%, а трав 34,5%, что характерно для нижнехвалынских отложений.

Верхнехвалынский подгоризонт, образующий I надпойменную террасу, развит вне трассы канала и связанных с ним сооружений. Он сложен бурыми и желто-бурыми суглинками с прослоями глин и еще более тонкими (2-3 мм)

прослоями и линзами мелкого кварцевого песка. Мощность не превышает 8-10 м.

Современные отложения (голоцен) по генетическим признакам подразделяются на аллювиальные, делювиальные и элювиально-делювиальные отложения.

Современный аллювий слагает пойму реки Б. Иргиз и его притоков. Он представлен бурыми и буровато-серыми суглинками, переходящими местами то в супеси, то в глины. Песчаные прослои и линзы встречаются редко. Мощность аллювия от 3-3,5 м до 10 м и более.

По днищам балок и оврагов встречаются также овражно-балочные отложения, представленные преимущественно грязно-желтым или грязно-бурым гумусированными (намывной гумус) суглинками и глинами общей мощностью от нескольких дециметров до 3-5 м, изредка местами до 8-10 м. Породы эти обычно макропористые и трещиноватые, особенно вверху, с включением карбонатов, сульфатов и др. солей. В значительной части они образованы за счет перемива сыртовых глин и суглинков.

Элювиально-делювиальные образования имеют почти повсеместное распространение. Они выражены желтовато- и темно-бурыми мелкокомковатыми, трещиноватыми известковистыми макропористыми суглинками, иногда со столбчатой отдельностью. Нередко породы гумусированы и приобретают серую окраску. Образованы они в основном за счет переотложения сыртовых глинистых пород. Кое-где суглинки замещаются на глины или же супеси. Мощность элювиально-делювиальных образований 0,5-7 м до 10 м.

В тектоническом отношении описываемая территория расположена на южном склоне Балаковской вершины Жигулевско-Пугачевского свода. Этот свод и особенно Балаковская вершина является областью повышенного залегания кристаллического фундамента, а также различных горизонтов осадочного чехла.

На фоне общего моноклиального падения палеозойских отложений выделяются отдельные небольшие поднятия, такие как Чапаевское и Кор-

межское, где углы падения на крыльях составляют 1° - $1^{\circ}30'$. По отношению к мезокайнозойским отложениям эти структуры являются погребенными и в рельефе не выражены.

Высокое залегание палеозоя имеет место в северо-восточной части района. Во многих местах палеозойские известняки выходят на дневную поверхность на правом берегу р. Б. Иргиз (Березовово, Каменка, Пугачев). Кровля палеозоя поднимается там до отметок 45-60 м. Но эта область высокого гипсометрического положения палеозоя не обусловлена тектоникой. Полагают, что здесь располагается большой эрозионный останец.

В крупном плане тектоника рассматриваемой территории отражается на геологической карте. Помимо описанных структур, выраженных по палеозою, следует остановиться на Савельевской структуре у пос. Горного, где на поверхность выведены не только акчагыльские, но и нижнемеловые и верхнеюрские отложения. Здесь мы имеем дело с инверсией рельефа. В мезозое район пос. Горного испытал погружение, а в новейший этап тектоногенеза, и именно в преакчагыльское время, знак движения изменился на противоположный. Восходящие новейшие движения нашли свое отражение в повышенном современном рельефе Савельевской структуры.

В южной части территории располагается глубокое чашеобразное понижение доплиоценового рельефа. Глубина его по отношению к соседним повышенным участкам несколько более 400 м. Понижение это выполнено внизу грубообломочными пресноводными отложениями кинельской свиты, что свидетельствует об эрозионном характере чашеобразного понижения. Высказываются мнения, что оно является местным расширением долины палео- Волги на участке, где сходятся устья палео- Терешки с запада и нескольких небольших рек с востока.

Таким образом, геологическая история развития рассматриваемой части Саратовского Заволжья обусловлена взаимодействием эрозионных и тектонических процессов при ведущей роли последних.

Гидрогеологические условия

Описываемый район характеризуется неблагоприятными условиями для формирования сколько-нибудь мощных, протяженных и водообильных водоносных слоев и горизонтов. Это обусловлено резко выраженной континентальностью климата и бедностью атмосферными осадками; наличием мощной толщи скифских глин и суглинков, исключаящих или затрудняющих инфильтрацию; низкими коллекторскими свойствами и слабой водопроницаемостью водовмещающих пород верхнеплиоценово-четвертичного комплекса.

Среди ближайших к поверхности водоносных слоев и горизонтов выделяются:

- 1) грунтовые воды современных аллювиальных отложений;
- 2) грунтовые воды балочных отложений;
- 3) хвалынско-хазарский водоносный горизонт;
- 4) хазарский водоносный горизонт;
- 5) грунтовые воды в сыртовых глинистых отложений;
- 6) апшеронский водоносный горизонт и
- 7) акчагыльский водоносный комплекс.

Глубокие водоносные горизонты и комплексы, связанные с кинельскими, мезозойскими и палеозойскими породами, часто достаточно водообильные, но, как правило, сильно минерализованные, не представляют интереса и рассматриваются в ограниченной степени.

Грунтовые воды современных аллювиальных отложений распространены в поймах Б. Иргиза, Б. Узеня и их притоков. Водовмещающими породами служат преимущественно суглинки и в меньшей мере супеси и пески, которые встречаются в виде небольших линз и прослоев да и то, главным образом, в нижней части аллювия. Водоупорным ложем служат различные по возрасту (хвалынские, хазарские, сыртовые, скифские и акчагыльские) глины. Во многих случаях, например на участке гидроузла у Быкова отрога,

сколько-нибудь хорошо выраженного водоупора нет, и аллювиальные воды сливаются с водами нижележащих водоносных горизонтов.

Мощность обводненных аллювиальных пород в долине Б. Иргиза обычно колеблется от 4,5 м до 6 - 7 м. Зеркало их располагается на разной глубине от 0,1 - 0,3 м до 7 - 8 м. Воды эти гидравлические, связаны с речными.

Водопроницаемость водовмещающих пород небольшая: коэффициент фильтрации суглинков и супесей колеблется от 0,01 м/сут до 0,3 м/сутки, достигая в отдельных случаях до 0,75 м/сутки. Коэффициент фильтрации песков (линзы их встречаются редко) значительно больше 2-10 м/сутки.

По химическому составу рассматриваемые грунтовые воды также различны. Общая минерализация их обычно менее 1 г/л, но местами возрастает до 3 г/л и даже 6 г/л. Более минерализованные воды, видимо, связаны с очагами разгрузки соленых вод других водоносных горизонтов. Тип воды меняется от гидрокарбонатного (для наиболее пресных вод) до хлоридно-сульфатного и хлоридного (для наиболее соленых вод). Катионный состав слабоминерализованных вод обычно смешанный.

Грунтовые воды, приуроченные к балочным понижениям, не имеют сплошного распространения и нередко иссякают в засушливое время, на что обращал внимание еще Ф.П. Саваренский (1931).

Мощность обводненных пород колеблется в широком диапазоне от нескольких дециметров до 10 м. Во многих случаях эти воды проникают и в нижележащие (хазарские, сыртовые и др.) суглинки, поскольку хорошо выраженного водоупора не имеется. Водопроницаемость овражно-балочных и подстилающих их глинистых отложений постепенно уменьшается книзу.

Естественные условия по балкам почти всюду нарушены многочисленными водоемами. Фильтрация из этих водоемов заболачивает днище балок ниже запруд и обводняет породы в бортах водоема.

В нижнем бьефе плотин грунтовые воды залегают, как правило, менее чем на 1 м от поверхности, но в небольшом удалении от плотин глубина за-

легания грунтовых вод быстро увеличивается до 4-5 м. В хвостовой части водоемов грунтовые воды на дне балок подперты и залегают близко (около или менее 1 м) от поверхности.

Обводнены также породы в бортах водоемов. Ширина обводненной зоны обычно не превышает 200-300 м. По мере удаления от водоема уровень этих вод (они часто называются «нажимными») постепенно, но быстро понижается, и на расстоянии 200-300 м от берега водоема обводнение уже не проявляется.

Водопроницаемость овражно-балочных суглинков в среднем близка к 0,06 м/сутки и не превышает 0,3 м/сутки.

По степени минерализации грунтовые воды по днищам балок пресные с общим солесодержанием 0,3-0,4 г/л до 0,7-0,9 г/л, очень редко больше 1 г/л - от 5,6 г/л. Воды с минерализацией менее 1 г/л относятся к гидрокарбонатному типу и реже хлоридно- или сульфатно-гидрокарбонатному при смешанном обычно катионном составе; более минерализованные воды - хлоридно-сульфатные или даже сульфатно-хлоридные. В ряде случаев вода несет следы фекального загрязнения.

Хвалынско-хазарский водоносный горизонт широко распространен в долине Б. Иргиза и его притоков в пределах II надпойменных террас. Вода приурочена к песчано-глинистым отложениям хазарского и нижней части таких же отложений хвалынского горизонта.

Водовмещающими породами являются суглинки, а нередко и глины, и много реже пески и супеси, залегающие в виде линз и прослоев обычно небольшого размера. Вода в глинах и суглинках циркулирует по трещинкам, тонким песчаным прослоечкам, макропорам и т.п. Водоупорным ложем служат акчагыльские глины.

В ряде случаев, в частности на участке гидроузла у Быкова Отрога, там, где хазарские породы подстилаются акчагыльскими песками, описываемые воды сливаются с акчагыльскими.

Глубина залегания хвалынско-хазарских вод в долине Б. Иргиза обыч-

но 5-6м, уменьшаясь около р. Сазанлей до 2,5-3 м. Вблизи от реки уровень этих вод находится на глубине 7 - 9 м, а в приборто-вых частях - еще глубже. В долине р. Сакмы они залегают на глубине 1,5 - 3 м около реки и 8 - 9м вдали от нее.

Мощность обводненных хвалынско-хазарских пород на левом берегу 10 – 15 м, на правом 12 – 17 м, около р. Б. Иргиза и в прибортовых частях сокращается до 5 м. Мощность обводненных пород этого водоносного горизонта в долине р. Сакмы до 10 м.

Питание описываемого водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков и разгрузки других водоносных горизонтов. Река Б. Иргиз дренирует, а в паводки подпирает и подпитывает эти воды. В связи со сказанным, вблизи реки наблюдаются большие - почти до 5 м колебания, тогда как в удалении от нее сезонные колебания не превышают или близки к 1м.

Водопроницаемость водовмещающих пород очень пестрая, как об этом можно судить по результатам опытно-фильтрационных работ (см. таблицу 5).

Таблица 5

Породы	Коэффициент фильтрации по откачкам			
	Количество опытов	Наименьший	Наибольший	Средний
Хвалынские пески	3	0,01	1,0	0,38
Хазарские пески	8	0,29	9,4	3,4
Апшеронские пески	1	-	-	1,8
Акчагыльские пески	9	0,02	26,0	8,8
Хазарские пески	2	0,07	0,10	0,08
Апшеронские супеси	3	0,04	0,39	0,18
Акчагыльские супеси	2	0,06	0,30	0,18
Хвалынские суглинки	1	-	-	0,08
Хазарские суглинки	5	0,01	0,41	0,14
Апшеронские суглинки	1	-	-	0,06
Хазарские глины	2	0,01	0,07	0,04
Известняки, верхняя зона	1	-	-	14,2
Известняки, нижняя зона	1	-	-	12,0

Коэффициент фильтрации хвалынских песков обычно меньше 1,0м/сутки, а хазарских, как правило, больше 1 м/сутки. Коэффициент филь-

рации хвалынских и хазарских супесей порядка 0,3 м/сутки, а суглинков около 0,1 м/сутки (от 0,01 до 0,4 м/сутки).

Вода по химическому составу очень неоднородна, что определяется различными условиями водообмена и литологическим составом водовмещающих пород. Общее содержание солей колеблется от 0,3-0,5 г/л до 30 г/л. Причем более пресные воды, как правило, приурочены к прибрежным зонам, ближе к реке. Минерализация воды резко меняется на очень небольших расстояниях. Так, В.Н. Артемьев (1959) указывает, что минерализация описываемых вод в колодцах села Сулака колеблется от 0,3 до 10 г/л. Тип воды разный от гидрокарбонатно-кальциевого и сульфатного со смешанным катионным составом до хлоридно-натриевого.

Хвалынско-хазарские воды используются населением для водоснабжения с помощью колодцев до 8 м. Но дебит этих колодцев низкий – несколько кубометров в сутки.

Кроме описанных хвалынско-хазарских вод, над ними в верхней части хвалынских отложений местами обнаруживается верховодка. Таковая обнаружена шурфом № 1416 на участке насосной станции 2 вблизи тыловой окраины II надпойменной террасы на глубине 4,5 м от поверхности (уровень основного водоносного горизонта располагается там на 15 м ниже). Область распространения верховодки, судя по соседним выработкам, очень незначительная.

Подобного же рода верховодка обнаружена на дне заболоченных извилистых понижений («Большой лиман» и др.) на правобережной террасе западнее Малоперекопного. Она приурочена к хвалынским отложениям, располагается на глубине нескольких дециметров и в засушливое время полностью пересыхает. Наоборот, во время снеготаяния поверхностные воды скапливаются в этих понижениях и смыкаются с верховодкой. Мощность обводненных пород несколько дециметров.

Хазарский водоносный горизонт имеет ограниченное распространение в пределах III надпойменной террасы и связан с хазарскими аллювиальными

отложениями.

Горизонт, как правило, ненапорный. Грунтовые воды приурочены к хазарским, песчано-глинистым (глинистые породы преобладают) отложениям. Водоупорным ложем служат акчагыльские глины. Мощность обводненных пород от нескольких дециметров до 10-14 м. Вскрываются они преимущественно с глубины от 5 - 8 м, но обычно от 10 м и до 15-20 м от дневной поверхности.

Область питания хазарского водоносного горизонта совпадает с областью распространения. Питание его осуществляется за счет атмосферных осадков. Разгрузка происходит в долину Б. Иргиза и Сакмы.

Водопроницаемость хазарских глин и суглинков оценивается в среднем коэффициентом фильтрации 0,1 м/сутки, максимальное значение не превышает 0,4 м/сутки.

Минерализация хазарских вод пестрая и меняется от 0,4 г/л до 7,4 г/л, в одном случае 19,7 г/л. Наименьшую минерализацию хазарские воды имеют под днищами балок, где идет повышенное питание за счет скопления снега и где мощность зоны аэрации сокращенная.

В соответствии со степенью минерализации меняется и химизм этих грунтовых вод от гидрокарбонатного до хлоридного типа (катионный состав обычно смешанный, но с некоторым преобладанием иона кальция в пресных водах).

В скифских глинах и суглинках местами встречаются грунтовые воды или верховодка. Выше указывалось на обводнение этих пород по берегам прудов и под днищами балок (ниже обводненных балочных отложений).

Кроме того, скифские глинистые породы обводнены в узкой полосе вдоль железнодорожной линии, что, видимо, обусловлено снегозащитными мероприятиями, которые приводят к скоплениям снега вдоль железной дороги и следовательно к более интенсивной фильтрации. Существующие вдоль дороги лесопосадки в свою очередь благоприятствуют задержанию и накоплению - снега.

Вода в скифских отложениях циркулирует по макропорам, трещинам и другим полостям. Мощность обводненных пород вблизи железной дороги несколько метров. Глубина залегания их от 12-17,5 м. Водопроницаемость сыртовых глин и суглинков оценивается до глубины 3-4 м. Коэффициенты фильтрации 0,05-0,06 м/сутки, ниже от 3-4 м до 6 м - 0,025 м/сутки, а в интервале от 6 до 10 м - 0,04 м/сутки. Характерно постепенное уменьшение водопроницаемости с глубиной. В отдельных местах, где развиты кротовины, червоточины, водопроницаемость пород может быть в несколько раз выше.

По химическому составу рассматриваемые воды очень неоднородны. Общая минерализация их колеблется от 0,6 до 15,7 г/л. Тип воды от гидрокарбонатного до сульфатно-хлоридного.

Характер обводнения скифских пород около прудов охарактеризован выше.

Апшеронский водоносный горизонт связан с толщей «подсыртовых песков» и распространен по почти всему междуречью Б. Иргиза с Б. и М.Узенями.

Водовмещающими породами служат пески и замещающие их супеси, обводнены также слоистые глины и суглинки. Вода в последних циркулирует по тонким песчаным пропласткам. Водоупорным ложем апшеронского водоносного горизонта служат акчагыльские глины, а водоупорной кровлей - сыртовые глины. Мощность водоносного горизонта, как правило, около 20 м. В долинах рек, где размывом удалены не только скифские глины, но и часть толщи «подсыртовых песков», мощность последней сокращается. Так же апшеронские воды нередко сливаются с вышележащими грунтовыми водами.

Апшеронский водоносный горизонт вскрывается на водоразделе с отметок около 70 м на севере и около 50-60 м на юге.

Апшеронские воды напорные. Высота напора от нескольких метров до 10-15 м и более. Пьезометрический уровень этого водоносного горизонта располагается на отметках от 78 м (северо-восточный угол) до отметок 63-64 м на юге с уклоном в юго-западном направлении, равном 0,0006.

Пьезометрическая поверхность апшеронского водоносного горизонта кроме того понижается в сторону реки Б. Узенья, а также к отдельным притокам р. Сакмы, дренирующей их, до отметок 56,5 м.

Сезонные колебания пьезометрического уровня не превышают 0,5-1 м в год с максимумом в конце лета - начале осени и минимумом в конце зимы - начале весны.

Область питания апшеронского водоносного горизонта по литературным данным находится на Общем сырте, а также в районе Савельевского поднятия. Кроме того, в долинах рек, где толща «подсыртовых» песков располагается на небольшой глубине от поверхности, а также под днищами балок, где покрывка из сыртовых глин и суглинков утончается до 10-15 м или до еще меньших размеров, образуются местные очаги инфильтрации. Это допускал еще Ф.П. Саваренский (1931), отмечали В.И. Артемьев (1959), Л.Г.Эпштейн (1966) и др.

Водопроницаемость апшеронских водовмещающих пород характеризуется данными, приведенными в таблице 4. Коэффициент фильтрации суглинков 0,06 м/сутки, супесей 0,18 м/сутки и песков 1,8 м/сутки. Близкие значения коэффициентов фильтрации 0,4-1,7 м/сутки для песков приводятся в работе В.И. Артемьева (1959).

В пределах главного водораздела с северо-востока на юго-запад протягивается полоса наиболее минерализованных апшеронских вод с общим содержанием солей 6-10 г/л хлоридного типа со смешанным катионным составом. Она отвечает, по-видимому, зоне наиболее затрудненного водообмена и лишена подтока инфильтрационных вод сверху. С обеих сторон от этой полосы развиты солоноватые воды с общей минерализацией 3-6 г/л такого же химического типа. Наконец, вдоль долин рек и глубоких балок протягиваются узкие ленты опресненных вод с минерализацией 1-3 г/л, а в наиболее пониженных местах даже менее 1 г/л. Эти воды уже хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатные.

Об опреснении апшеронских вод в долинах впервые говорил

Ф.П.Саваренский (1931), а позже В.И. Артемьев (1959), Д.Г. Эпштейн (1966) и др.

Среди акчагыльских отложений выделяется несколько водоносных слоев, приуроченных к песчаным прослоям, мощность которых изменяется от дециметра до 59м. В одних местах эти подземные воды вскрываются на разной глубине от размытой кровли акчагыльского яруса, перекрываясь толщей глин. В других, как например, у Быкова Отрога, обводненные песчаные слои залегают непосредственно в кровле акчагыльских отложений под обводненными четвертичными образованиями.

Акчагыльские водоносные слои обнаруживаются на глубинах от 3,5 м (скважина №249 в долине Сакмы) до 171 м.

Акчагыльские воды напорные. Величина напора измеряется от нескольких метров до 108,5 м. Водопроницаемость акчагыльских песков неоднородная и в зависимости от их крупности изменяется от 0,02 до 26 м/сутки.

По химическому составу акчагыльские воды солоноватые с минерализацией от 0,5 г/л до 5 г/л, местами до 12-14 г/л. Наиболее пресные воды с минерализацией около 0,5 г/л встречаются только на правом берегу Б. Иргиза. Кроме того, отмечается увеличение минерализации этих вод с глубиной. Так, в скважине на участке в Римско-Корсаковке содержание солей в воде из верхнего слоя (глубина 148 м) - 3,2 г/л, а в самых нижних (более 245 м)- 12-14 г/л. Тип акчагыльских вод от хлоридно-сульфатно-натриево-кальциевых до хлоридно-натриево-кальциевых.

Кинельский водоносный горизонт развит только в южной части описываемой территории, приурочиваясь к песчаным и крупнообломочным отложениям кинельской свиты. Залегает с отметок минус 300 м и ниже, поэтому более подробно не рассматривается.

Готтеривский водоносный горизонт развит в районе пос. Горного. Водовмещающими породами являются пески с прослоями песчаников. Мощность его 2-6 м, глубина залегания 24-29 м. Воды напорные, величина напора от 7 до 23 м.

Минерализация готтеривских вод на указанном участке от 0,8 до 2,2 г/л.

Волжские водоносные горизонты также распространены в районе пос. Горного. Среди отложений волжского яруса, к которым они приурочены, выделяются два водоносных горизонта: верхний, связанный с мергелями и известняками нижней пачки и нижний-, приуроченный к прослоям горючих сланцев той же пачки. Верхний водоносный горизонт залегает на глубине от 5-10 м до 24-39 м, а нижний - на 27-52 м и глубже.

Воды обоих этих горизонтов трещинно-пластовые с напором 7-14,5 м для верхнего и 21-26 м для нижнего водоносного горизонта.

Производительность скважин, вскрывающих волжские водоносные горизонты, в зависимости от трещиноватости пород изменяется от 17 до 140 м³/сутки. Минерализация волжских вод пестрая и по работе В.И.Артемьева (1959) колеблется от 0,7 до 15 г/л.

Из нижележащих водоносных комплексов палеозоя остановимся лишь на ассельском и верхнекаменноугольном водоносном горизонте, вскрытых при инженерно-геологических изысканиях для строительства Саратовского канала.

Ассельский водоносный горизонт изучен в районе Сулака.

Водовмещающими породами являются ассельские трещиноватые и кавернозные известняки, вскрытые там под четырнадцать метровой толщиной ачкагыльских глин на глубине 30-40 м или с отметок от минус 1,0-2,5 м до минус 10 м.

Мощность водоносного горизонта измеряется многими десятками метров, изучена лишь верхняя двадцатиметровая часть до глубины 60 м от поверхности. Ассельские воды напорные. Величина напора 25-35 м. Отметка пьезометрического уровня в этом месте около 2 м.

Водопроницаемость ассельских известняков характеризуется коэффициентом фильтрации 12,0-14,2 м/сутки; в самой верхней наиболее трещиноватой части известняков коэффициент фильтрации 80 м/сутки.

Минерализация ассельских вод в районе Сулака не превышает 3 г/л.

Тип воды - хлоридно-натриевый.

Верхнекаменноугольный водоносный горизонт связан с трещиноватыми и кавернозными известняками и доломитами оренбургского и гжельского ярусов. На большей части рассматриваемой территории этот водоносный горизонт залегает на значительной глубине, но в долине р. Б. Иргиза он вскрыт неглубокими скважинами. Например, на участке одного из вариантов перехода канала через Б. Иргиз он обнаружен с отметками минут 8-9,8 м, залегая под акчагыльскими глинами.

Верхнекаменноугольные воды напорные, величина напора достигает 26,5 м и более. К югу по мере погружения пород величина напора возрастает до 430 м. Водопроницаемость и водоотдача верхнекаменноугольных известняков сравнительно высокие. Коэффициент фильтрации их по аналогии оценивается в 10-15 м/сутки.

Минерализация воды разная. Отмечается общее увеличение ее по мере погружения верхнекаменноугольных пород в южном направлении. В районе упомянутого выше варианта перехода через Б. Иргиз общее солесодержание в этих водах колеблется от 6,5 до 10 г/л, вода хлоридно-натриевая.

Геоморфология и физико-геологические явления

Описываемая территория расположена в Саратовском Заволжье в пределах Сыртовой равнины и охватывает долину Б. Иргиза и междуречье Б.Иргиза с Б. и М. Узеньями.

Плосковыпуклое Узени-Иргизское междуречье представляет собой аккумулятивно-денудационную равнину, известную также под названием «сыртовой равнины». Поверхность ее имеет плоскохолмистую форму и расчленение широкими плоскодонными балками. Наибольшее расчленение имеет место в северной части этого междуречья. Интенсивность расчленения и глубина врез балок бассейна Б.Иргиза больше, чем балок бассейнов Б. и М.Узеньей.

Сыртовая равнина имеет общий пологий уклон в сторону Прикаспийской низменности. Наибольшая отметка водораздельных высот на севере – почти 132 м, а вблизи Ершова на юге - 115,9 м. Относительная высота междуречья по отношению к урезу Б.Иргиза достигает почти 120 м.

Долина р.Б. Иргиза хорошо разработана и отличается большой шириной. Правый склон ее круче и ближе отстоит от реки, чем левый. По обоим берегам реки встречается пойма и развиты три надпойменные террасы.

Пойма приурочена главным образом к правому берегу реки и в меньшей степени в виде узких (до 50 м) полос на левом берегу. Ширина залесенной поймы обычно не превышает несколько сот метров, достигая максимумом до 4км. Высота поймы над подпертым урезом реки до 5-7 м.

I надпойменная терраса сохранилась лишь в отдельных излучинах реки. С поймой она сочленяется плавно, но в ряде случаев отделяется от нее небольшим уступом. Относительная высота этой террасы до 8-10 м.

II надпойменная терраса имеет широкое распространение, достигая в ширину до 6 км. Поверхность террасы довольно заметно наклонена к реке от отметок около 47-48 м у тылового шва до 29-30 м у бровки левого берега. На правобережье эта терраса ниже, и отметки бровки, как правило, не пре-

вышают 25-26 м.

К западу от Малоперекопного на поверхности рассматриваемой террасы встречаются озера (например, оз. Ильмень с урезом на отметке 25,8 м и шириною от 50 до 200-300 м) и длинные узкие извилистые понижения («Большой Ильмень») относительной глубиной от 1 до 2,0-2,5 м с отметками заболоченного дна 24,5-25,5 м. Одно из таких понижений использовано на пикетах 265-295 для прокладки канала. В высокие паводки эти понижения затапливаются водами Б. Иргиза.

Указанные извилистые понижения являются, видимо, реликтами древних ложбин стока, заложенных на поверхности террасы при регрессии хвалынского моря.

Наиболее древняя III надпойменная терраса сильно денудирована и плохо выражена в рельефе. Поверхность террасы волнисто-холмистая, что обусловлено расчленением ее многочисленными балками. По ней проходит часть левобережного канала от насосной станции 2 до перехода через Сакму.

I надпойменная терраса сформировалась в поздне-хвалынское время и сложена хвалынскими отложениями (верхнего подгоризонта), II надпойменная терраса образована в связи с хвалынской трансгрессией и сложена хвалынскими (нижний подгоризонт) отложениями, подстилаемыми почти всюду отложениями хазарского горизонта, III надпойменная терраса сложена хазарским аллювием.

Аналогичные террасы прослеживаются и в долинах притоков Б. Иргиза и по Б. и М.Узеньям. Пойма у этих рек выражена плохо и представлена небольшими обрывками, зажатыми в меандрах.

I надпойменная терраса также почти совершенно отсутствует (размыта). Наоборот, II надпойменная терраса I широко развита, и особенно в долине р. Сакмы.

Формирование современного рельефа началось с конца плиоцена, после накопления мощной толщи сыртовых глин и суглинков. В начале четвертичного периода эта равнина расчленена реками и их притоками с образова-

нием между ними плосковыпуклого междуречья. Под влиянием восходящих неотектонических движений сыртовая равнина получила общий уклон в сторону Прикаспийской низменности.

Таким образом, на территории описываемого района образовались аккумулятивно-денудационные, террасовые и эрозионные формы рельефа.

Современные физико-геологические явления выражены слабо. Наблюдаются оползни и другие нарушения земляных масс на склонах, карстовые явления, эрозионная деятельность, суффозия и т.п.

На обрывистых берегах Б. Иргиза, сложенных хвалынскими глинистыми породами, наблюдаются оползни, связанные с подмывами крутых высоких берегов, как например, у Сулака. Небольшие оползни наблюдаются по бортам крутостенных оврагов, прорезающих II надпойменную террасу и открывающихся в Б.Иргиз; например, по оврагу Сухой Сулак.

Кроме того, по крутым береговым уступам II надпойменной террасы наблюдается образование оплывин, своего рода грязевых потоков из разжиженных переувлажненных во время снеготаяния хвалынских суглинков.

Палеозойские карбонатные породы отличаются вблизи естественных выходов их повышенной трещиноватостью; отдельные слои их разрушены до состояния щебня или представляют подобие сухой кладки. На горе Маяк около Пугачева наблюдались по В.Г. Камышовой - Елпатьевской карстовые провалы карст известен и в районе Каменки.

Эрозионная деятельность выражена достаточно ярко, многие овраги, открывающиеся в Б. Иргиз или Б. Узень и притоки этих рек, характеризуются обрывистыми берегами, крутым продольным профилем и продолжают регрессивно расти в своих вершинах. В днищах большинства балок наблюдаются канавообразные сухие русла - врезы со свежими боковыми подмывами.

В верхней части зоны аэрации встречаются сурчины, норы и, ходы червей, насекомых и т.п. В случаях, когда такие полости находятся на крутых склонах, возникают своеобразные подземные ходы, воронки, пещеры и т.п. Образование их связано с проникновением талых и дождевых вод.

Наконец, здесь же следует рассмотреть группу явлений, связанных с деятельностью человека, а именно размывы плотин по балкам с образованием глубоких длинных промоин, заболачивание в нижнем бьефе и т.п. Все это обусловлено некачественным выполнением строительных работ. Размывы часто имеют вид промоин глубиной до 4-5 м, шириной до 10 м и более, с крутыми обрывистыми берегами.

Во время строительства Саратовского канала при задержках планировок и особенно устройства обратных уклонов и кюветов на бермах происходили эрозионные размывы на откосах. Легко размываемые и трещиноватые суглинки сыртовой равнины на ряде участков глубокого заложения канала во время сильных дождей и снеготаяния поражались эрозионными бороздками и рытвинами вплоть до промоин глубиной до 2 м и шириной поверху до 2-2,5 м. Последующая заделка этих размывов местными грунтами не всегда делалась качественно, особенно для нижней части промоин, что приводило к новым вспышкам эрозии и повторным образованием промоин, сопровождающихся подземными эрозионными тоннелями, провальными воронками и т.п.

Физико-механические свойства грунтов

Сыртовая равнина сложена толщей сыртовых (скифских) глин и суглинков и тонким чехлом четвертичных покровных образований. Поскольку последние объективно не отделимы от нижележащих пород и практически не отличаются от них по своему состоянию и свойствам, они рассматриваются вместе.

Суглинки и глины сыртовой равнины тесно связаны друг с другом частыми взаимными переходами в плане и разрезе. Преобладают разности с числом пластичности 0,15-0,22, среди которых по формальным признакам выделяются суглинки и глины. В верхней части разрез до глубины 15 м (72% исследованных образцов) ниже глины (62% на глубине 15-30 м). Максимальное значение числа пластичности не превышает 0,26.

Распределение грунтов по числу пластичности в вертикальном разрезе дано в %% в таблице 6 ниже.

Таблица 6

Интервалы по глубине, м	Содержание %% разностей с I_p						n
	<0,14	0,14-0,15	0,16-0,17	0,18-0,19	0,20-0,21	>0,22	
1	2	3	4	5	6	7	8
0-5	15	23	30	18	10	4	155
5-10	17	32	32	13	5	1	86
10-15	3	28	35	31	3	-	29
15-20	10	12	23	35	8	4	51
20-30	4	12	14	31	23	16	43

Значение показателей пластичности по разрезу даны в таблице 7 (средние значения).

Таблица 7

Интервалы по глубине, м	L, (%)	W _p , (%)	I _p , (%)	n
1	2	3	4	5
0-5	0,35	0,19	0,16	155
5-10	0,35	0,19	0,16	86
10-15	0,36	0,19	0,17	29
15-20	0,37	0,20	0,17	51
20-25	0,39	0,20	0,19	43

Состояние и физические свойства пород сыртовой равнины (глин и суглинков вместе) приведены в таблице 15, составленной по материалам исследований проб, вынутых из шурфов (в таблице 8 показано количество определений плотности, влажность изучена по несколько большему числу образцов).

Таблица 8.

Интервалы по глубине, м	W, д.ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, д.ед.	S _r , д.ед.	n
1	2	3	4	5	6	7	8
0-2	0,16	1,81	2,74	1,56	0,75	0,57	56
2-5	0,17	1,81	2,74	1,56	0,75	0,59	82
5-10	0,17	1,84	2,74	1,58	0,73	0,62	56

Глубже, судя по образцам из скважин, средняя влажность на глубинах 10-15 м и тоже 15-20 м равна 0,18, а на глубинах 20-30 м и 30-40 м-0,20.

Вместе с тем влажность пород неоднородна и в плане. Так, в ложбинообразных понижениях встречаются зоны повышенной влажности пород. В этих местах на глубинах от 2,0-2,3 м и до 5,0-5,5 м влажность пород колебалась в августе 1969 г. от 0,20 до 0,24 и в среднем была равна 0,22, вместо обычной для этого интервала влажности 0,17 (см. табл. 15). В зоне до 2 м влажность была нормальной (0,16), тоже на глубинах от 5 до 10 м (0,18).

Содержание солей в породах до глубины 10-15 м от поверхности иллюстрируется таблицей 9 (содержание сульфатов определялось по солянокислой вытяжке).

Таблица 9.

Значение	Содержание, %		
	Хлоридов	сульфатов	карбонатов
Среднее	0,16	0,47	14,1
Наибольшее	0,44	18,84	27,8
Преобладающая концентрация	0,05-0,20	0,05-0,30	10,0-20,0

Прочность пород сыртовой равнины иллюстрируется показателями по

схеме быстрого сдвига после замачивания, которая в наибольшей степени отвечает условиям работы канала и сооружений в эксплуатационный период. Расчетные показатели практически одинаковы для глин и для суглинков $\varphi = 23^\circ$ при $C = 15$ кПа ($0,15$ кг/см²) и $\varphi = 22^\circ$ при $C = 16$ кПа ($0,16$ кг/см²) соответственно.

Существенно, что суглинки и особенно глины самой верхней части разреза сыртовой равнины, где в результате выветривания и интенсивной жизнедеятельности растительных и животных организмов развиты червоточины, ходы червей, макропоры от сгнивших корней растений, трещины и т.п., имеют несколько меньшую прочность, чем нижележащие.

Нарушение структуры не приводит к сколько-нибудь заметному снижению прочности пород. Правда, угол внутреннего трения снижается, но это снижение компенсируется одновременным возрастанием удельного сцепления (ср. данные таблиц 9 и 10 для суглинков на глубине 5-10 м).

Таблица 10.

	Выработки	Значения показателей	Сдвигающие усилия, кг/см ²					φ^0	С кПа, (кгс/см ²)	N
			$\tau_{0,5}$	$\tau_{1,0}$	$\tau_{1,5}$	$\tau_{2,0}$	$\tau_{3,0}$			
глина	все	расчетные	0.37	0.58	0.83	1.02	-	23	15 (0,15)	63
суглинок	все	расчетные	0,36	0,56	0,77	0,96	-	22	16 (0,16)	139

Это обстоятельство было установлено еще исследованиями ДИИТ. Коэффициент структурной прочности пород сыртовой равнины определен равным 1.0.

При исследованиях ДИИТа также было установлено, что длительная прочность рассматриваемых глинистых пород составляет 0,73-0,74 прочности, определенной при обычных схемах испытаний на срезных приборах.

При выборе расчетных показателей для пород сыртовой равнины на отдельных участках канала или на участках насосных станций учитывались различные факторы: особенности условий работы сооружений, консистенция

пород (настоящая и будущая), их трещиноватость, длительная прочность и т.п. Поэтому расчетные характеристики пород, приведенные в отдельных главах отчета, нередко заметно отличаются от показателей приведенных в таблицах 5, 7, 17 и др. Сказанное касается не только пород сыртовой равнины, но и всех других пород разных стратиграфических подразделений.

Сжимаемость сыртовых глин даже в условиях предварительного замачивания невысокая. Глины показывают заметную сжимаемость на глубинах до 5 м; глубже 15 м, судя по единичным испытаниям до нагрузок 4кг/см^2 , они практически несжимаемы. Суглинки более сжимаемы, чем глины, но коэффициент относительного сжатия не превышает 0,05 (по средним значениям).

Рассматриваемые глинистые породы до глубины 6 м от поверхности проявляют просадку при замачивании, но только при давлении 0.2 МПа (2кг/см^2) и выше. При бытовых нагрузках они практически непросадочны. Средняя относительная просадочность пород при давлении 0.2 МПа (2кг/см^2) до глубины 2 м от поверхности 0,022, а в интервале от 2 до 4 м - 0,01 (ниже - меньше 0,01) при наибольшем значении 0,025. При давлении 0.3 МПа (3кг/см^2) относительная просадочность на глубине до 2 м 0,031, а в интервале от 2 до 4 м - 0,017 при максимальном значении 0,041.

Глинистые породы сыртовой равнины практически не набухают. По исследованиям ДИИТ давление набухания равно в среднем 0,3 Па.

3. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНОВ

Украинский кристаллический массив

Регион является крупнейшей положительной морфоструктурной в юго-западной части Русской платформы. (В.С. Пономарь и др., 1978). В его пределах можно выделить три геоморфологические области, отвечающие приподнятым блокам кристаллического фундамента. Северная область - Житомирское Полесье соответствует Коростенско-Житомирскому блоку, центральная Приднепровская возвышенность основной, наиболее приподнятой части кристаллического массива и юго-восточная Приазовская возвышенность, соответствует периферической части массива, расположенной на левобережье Днепра.

Поверхность Житомирского Полесья наклонена к северу и северо-востоку и характеризуется абсолютными отметками 140-180 м. за исключением обособленной, сложенной кварцитами Овручской возвышенности, где они достигают 315-320 м. Приднепровская возвышенность имеет общий наклон на юг и юго-восток от 320-345 м. до 200-250 м. В том же направлении увеличивается степень овражно-балочного расчленения. На Приазовской возвышенности над общей сглаженной поверхностью поднимание» отдельные останцы, к которым приурочены максимальные высоты (Бельмак-Могила 324 м).

Гидрографическая сеть региона принадлежит бассейнам Днепра. Ю.Бугра и Днестра, а мелкие реки Приазовья - непосредственно бассейну Азовского моря. Реки равнинного типа, участками порожистые со смешанным питанием, 50-75 % которого составляют, талые воды. Для режима рек характерны высокие весенние и низкая летняя и зимняя межень.

На севере, в зоне смешанных лесов, климат умеренный, влажный 6-7° и количеством осадков 550-600 мм: на юге в зоне степей, - более жаркий и засушливый со среднегодовой температурой воздуха 8-9° и количеством осад-

ков, не превышающим 500 мм. На севере региона более половины площади занято лесами, произрастающих на дерново-подзолистых почвах. В зоне отдельные массивы смешанных лесов на серых лесных почвах чередуются с ее сельскохозяйственными угодьями на выщелоченных черноземах. И, наконец, южная степная зона, где развиты мощные черноземы, являются областью сплошного сельскохозяйственного освоения. Редкие дубравы сохранились здесь только по долинам рек и крупным балкам.

Украинский кристаллический массив сложен дислоцированными породами докембрия, покрытыми чехлом мезокайнозойских образований мощностью от нескольких метров до 250 м. Специфической особенностью района являются мощные (до 100-110) коры выветривания.

В строении докембрийского и байкальского структурных этажей принимают участие метаморфические и изверженные породы.

Метаморфические породы отличаются большим разнообразием, то различные гнейсы, мигматиты, кварциты, джеспилиты, роговики, карбонатно-хлоритовые и амфиболитовые сланцы, конгломераты.

Коры выветривания покрывают около 82 % площади кристаллического массива. По мнению большинства исследователей, они сформировались в течение последних юрско-меловой и палеогеновой эпох корообразования.

В основании *киммерийско-альпийского структурного* этажа залегают морские отложения меловой системы, имеющие спорадическое распространение. Они перекрываются неоднородной по литологии и генезису толщей песчано-глинистых осадков палеоген-неогенового возраста.

Среди пород формации наиболее распространены известковые глины. В минералогическом составе глин преобладает монтмориллонит, в меньшем количестве содержится гидрослюда. Объемная масса глин $1.72-1.96 \text{ г/см}^3$, объемная масса скелета $1.44 - 1,50 \text{ г/см}^3$: пористость 42 - 46 %: число пластичности 0,21 - 0,30 - коэффициент сжимаемости $0,002 \times 10^{-5} - 0,02 \times 10^{-5} \text{ Па}$: угол внутреннею трения $19-23^{\circ}$: сцепление $0,45 \times 10^5 - 1,0 \times 10^5 \text{ Па}$ (В.С. Пономарь и др. 1987).

Верхнеальпийский структурный этаж представлен толщей континентальных образований различных генетических типов, среди которых можно выделить шесть основных инженерно-геологических комплексов: пестроцветных глин, красно-бурых глин, аллювиальных, ледниковых, водно-ледниковых отложений и лессовых пород.

Комплекс пестроцветных глин, формировавшийся с конца миоцена до середины плиоцена, плащеобразно залегает на водораздельных равнинах. Мощность его около 30 м. В северной части территории толща глин сохранилась лишь на отдельных участках.

Комплекс красно-бурых (скифских) глин позднеплиоценового - раннеплейстоценового возраста пользуется повсеместным распространением, за исключением речных долин и севера территории, где он сохранился лишь на слабо эродированных участках междуречий. Красно-бурые глины, как правило, залегают на пестроцветных глинах и перекрыты толщей лессов, а на северо-западе региона - мореной и водно-ледниковыми осадками днепровского ледника.

Мощность глин изменяется от нескольких метров на склонах до 20 м на водораздельных пространствах. В составе комплекса преобладают тяжелые, плотные глины, местами переходящие в суглинки, супеси, а иногда и в глинистые пески. В толще глин встречаются карбонатные конкреции размером до 10-12 см, а также друзы и крупные кристаллы гипса, содержание которых возрастает там, где материнские породы представлены гипсоносными сарматскими глинами. С подстилающими породами красно-бурые глины связаны постепенным переходом. Минералогический состав глин отличается полимиктовостью; они содержат каолинит, монтмориллонит, гидрослюды и ферригаллуазит, в гранулометрическом составе красно-бурых глин преобладают глинистые и мелкопылеватые фракции. В приднепровской полосе они обогащены крупнопылеватыми частицами (13 - 32%). Основные физические свойства глинистых

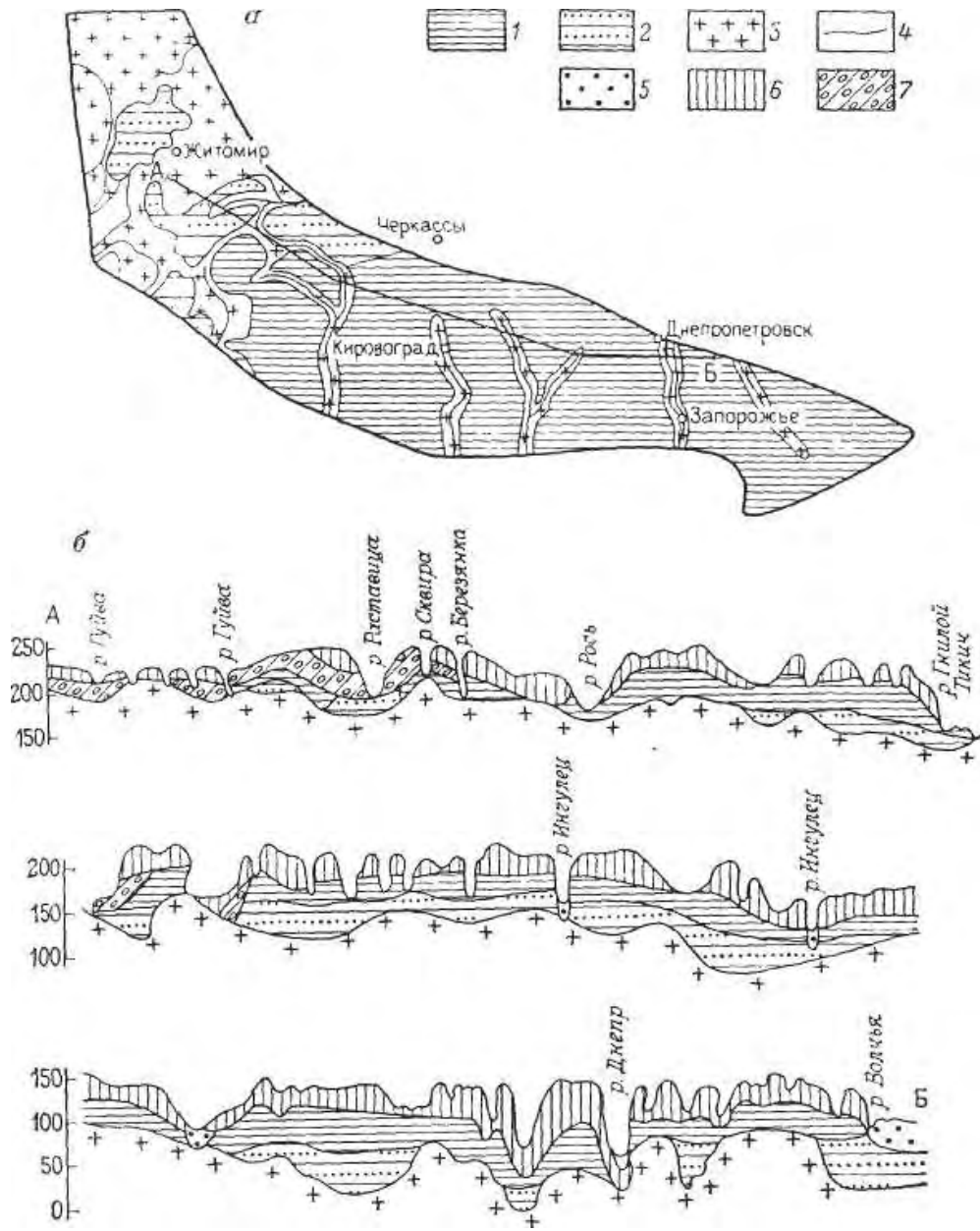


Рис. 18. Схематическая карта распространения формаций дочетвертичных стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений (а) и геологический разрез (б) Украинского региона

1 — континентальная пестроцветная верхнего миоцена — плиоцена; 2 — терригенная сероцветная палеогена — нижнего миоцена; 3 — метаморфическая и магматическая докембрия (нерасчлененные); 4 — границы формаций; стратиграфо-генетические комплексы; 5 — аллювиальный плейстоценовый; 6 — субэвральный лёссовый плейстоценовый, 7 — водно-ледниковый днепровский (Ланцман и др., 1992)

пород центральной части региона характеризуются следующими средними значениями показателей (по 79 -273 определениям): число пластичности 24:

объемная масса $1,95 \text{ г/см}^3$, объемная масса скелета $1,57 \text{ г/см}^3$, пористость 41,5%; коэффициент пористости 0,709; естественная влажность 24,2 %. Породы комплекса практически водоупорны, обводнены лишь песчаные разности.

Физико-механические свойства скифских глин Украинского кристаллического массива приведены в таблице 11.

Таблица 11

**Нормативные значения характеристик физических свойств
Украинский кристаллический массив**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _г доли ед.	W _L доли ед.	W _p доли ед.	I _p доли ед.	I _L доли ед.
Глины известковые	0,25	1,72-1,96 1,84	2,74	1,44-1,50 1,47	0,864	0,79			0,21-0,30 0,26	
Скифские глины	0,24	1,95	2,74	1,57	0,745	0,88	0,48	0,24	0,24	0,0

Донбасс

В геоморфологическом отношении регион представляет собой волнистую денудационную равнину с абсолютными отметками от 200 до 367 м, разсчлененную густой овражно-балочной сетью. (В.С. Пономарь и др., 1978)

Гидрографическая сеть Донбасса представлена небольшими реками, принадлежащими бассейнам Днепра и Дона, несколько рек на юге региона впадает непосредственно в Азовское море. Питание рек осуществляется преимущественно за счет талых вод талых вод. Летом реки мелеют многие из них пересыхают.

Климат региона умеренно континентальный, с возрастанием континентальности на восток. Среднегодовые температуры воздуха увеличиваются в этом направлении с 7 до 9⁰, среднегодовое количество осадков убывает с 550 до 350 мм. Восточная и южная часть региона подвержены частым засухам.

Донбасс расположен в пределах степной зоны. В речных долинах и балках сохранились участки пойменных лугов и отдельные лесные массивы. В почвенном покрове преобладают черноземы.

Геологическое строение, инженерно-геологическая характеристика пород

Регион представляет собой сложную складчатую герцинскую структуру; вытянутую в субширотном направлении, и включает в себя кроме собственно Донбасса обширную переходную зону, связывающую его с Днепровско-Донецкой впадиной. Эта зона охватывает Бахмутскую и Кальмиус-Торецкую котловины и область развития солянокупольных структур.

В геологическом строении региона принимают участие породы широкого возрастного диапазона от докембрийских до современных (рис. 19).

Герцинский структурный этаж сложен мощной толщей верхнепалеозойских отложений, которые разделяют на ряд формаций; карбонатную, угленосную, терригенно-красноцветную галогенно-карбонатную и пестроцветную.

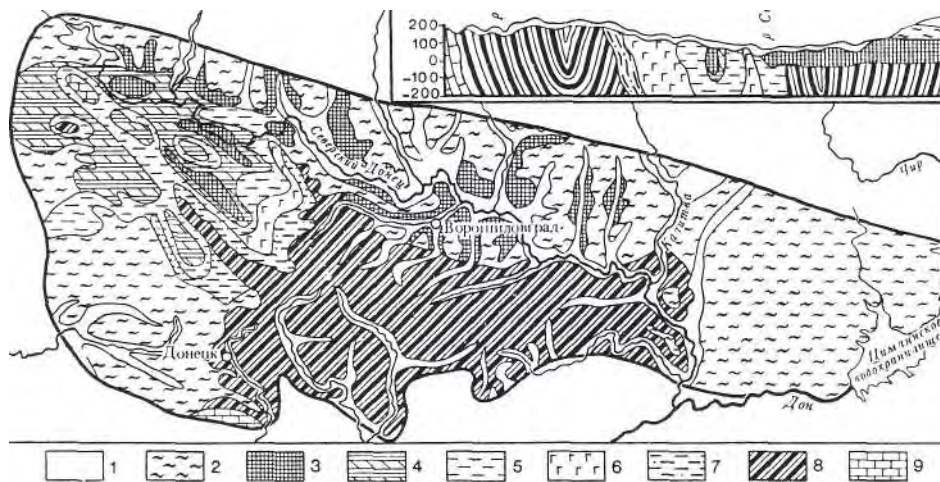


Рис. 19. Схематическая карта распространения формаций и схематический геологический разрез Донбасса:

1—четвертичные отложения (Q). Формации: 2 — карбонатно-терригенная палеогена и раннего неогена ($P-Vi$); 3 — мергельно-меловая позднего мела (K_2); 4 — карбонатно-терригенная поздней юры и раннего мела (J_3-K_2)'; 5—верхняя терригенная пестроцветная поздней перми триаса ($P_2-Г$); 6—галогенокарбонатная ранней перми (Pi); 7 — нижняя терригенная красноцветная ранней перми (Pi); 8 — угленосная среднего и позднего карбона (C_{2-3}); 9 — карбонатная раннего карбона (C_4)

Киммерийско-альпийский структурный этаж сложен породами карбонатно-терригенной формации юры - раннего мела, отложениями мергельно-меловой формации позднего мела и осадками карбонатно-терригенной формации палеогена - раннего плиоцена.

Верхнеальпийский структурный этаж. Особенности геологического развития Донбасса в новейшее время привели к широкому площадному развитию делювиальных, элювиально-делювиальных лессовых и аллювиальных отложений.

В состав комплекса озерно-делювиальных элювиально-делювиальных миоцен-раннеплейстоценовых глин входят пестроцветные преимущественно каолиновые глины, образовавшиеся в пресных водоемах в результате переотложения элювия коренных пород, а также красно-бурые скифские глины элювиально-делювиального генезиса, формирование которых шло в условиях более сухого и холодного климата. Первые развиты по периферии региона. Вторые распространены значительно шире, особенно в открытой части Донбасса.

Они плащеобразно покрывают склоны водоразделов и связаны с пестроцветными глинами постепенным переходом. Суммарная мощность отложений комплекса достигает 15-20 м. Для всей толщи отмечается опесчанивание к низам разреза. Плотность частиц глин 2,63-2,73 г/см³, плотность грунта 1,35-2,10 г/см³, плотность сухого грунта 1,33-1,61 г/см³, пористость 43-45%, коэффициент пористости 0,700.

В составе скифских глин преобладает монтмориллонит и гидрослюды. Тонкодисперсные и пылеватые фракции составляют примерно по 43%. Глины характеризуются сравнительно невысокой пористостью (коэффициент пористости 0,6-0,7) и средней сжимаемостью. Отложения комплекса практически безводны.

Физико-механические свойства скифских глин Донбасса приведены в таблице 12.

Таблица 12

**Нормативные значения физических свойств скифских глин
Донбасса**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , (%) доли ед.	I _L доли ед.
Скифские глины	0,24	1,95	2,74	1,57	0,745	0,88	0,48	0,24	0,24	0,0

Волго-Уральская антеклиза

Регион расположен на востоке Русской платформы и охватывает, территорию от Приволжской, возвышенности на западе до предгорий Урала на востоке.

В геоморфологическом отношении он представляет собой обширную денудационную равнину, образованную мозаикой многочисленных сводовых структур и разделяющих их депрессий. Положительные структуры четко выражены в рельефе, подчеркивая тесную связь последнего со структурно-тектоническим планом региона. Так Соксо-Шешминский тектонический вал образует систему возвышенностей с абсолютными отметками водоразделов около 400 м., а Вятский вал – до 300 м.

Существенное влияние на строение рельефа оказывает состав рельефообразующих пород. В районах развития глинистых отложений он имеет мягкие и плавные очертания, в районах развития карбонатных пород широко развиты изолированные или групповые возвышенности останцового характера. Денудационная равнина расчленена довольно густой сетью мелких речных долин, балок и оврагов. Глубина эрозионного расчленения достигает ста метров. В восточной части региона с выходами карбонатных и галогенных пород связаны зоны развития карстовых форм микрорельефа.

Реки региона принадлежат в основном бассейну Камы и частично Волги. Это типично равнинные реки с широкими асимметричными долинами преимущественно меридионального направления.

Климат региона определяется не только его географическим положением - удаленностью от Атлантического океана и соседством горного Урала, оказывающего заметное влияние на распределение температуры, осадков и ветров, но и значительной протяженностью в меридиональном направлении. Отчетливо выступает закономерное изменение основных климатических характеристик с северо-запада на юго-восток: среднегодовых температур от +3

до 1⁰, годовой суммы осадков от 600 до 300 мм. На этом фоне проявляются различия, связанные с особенностями рельефа и растительного покрова: леса на северо-западе и западе региона уменьшают резкие колебания температуры и влажности воздуха, степные пространства юга усиливают континентальность. Известное влияние на климат оказывают и крупные водохранилища на Каме и Волге, изменяя тепловой режим, особенно осенью и зимой, а летом выравнивая суточный ход температур.

Регион располагается в лесной, лесостепной и степной зонах. В составе лесов преобладают лиственные породы, развитые на оподзоленных почвах. Лесостепная зона характеризуется развитием серых и темно-серых почв и выщелоченных черноземов на открытых безлесных пространствах. В степной зоне широко развиты ковыльные степи.

Регион располагается в пределах Волго-Уральского свода - одной из крупнейших положительных структур Русской платформы и западного крыла Уральского предгорного прогиба. Свод состоит из ряда поднятий Татарского. Башкирского. Котельнического, разделенных впадинами Мелекесской, Верхнекамской, Бузулукской.

В строении осадочного чехла принимают участие породы палеозоя, мезозоя и кайнозоя, слагающие несколько структурных этажей.

Герцинский структурный этаж сложен породами всех систем палеозоя, но практическое значение для строительства имеет только верхняя часть разреза, представленная пермскими отложениями (рис.20).

Пермские отложения представлены тремя формациями: галогенно-карбонатной ранней перми, карбонатно-терригенной и терригенной красноцветной поздней перми. Галогенно-карбонатная формация ранней перми представлена двумя типами разрезов: западным известняково-доломитовым и восточным с преобладанием органогенных известняков и песчано-глинистых отложений мощностью 200-400 м.

Доломиты представлены хемогенными и органогенными разностями, в различной степени пористыми и кавернозными.

Мергели – порода с полукристаллическими связями, механическая прочность которой изменяется от 50×10^5 до 400×10^5 Па и зависит от степени карбонатности. Гипс является слабой породой. Временное сопротивление раздавливанию колеблется от 5×10^5 до 15×10^5 Па.

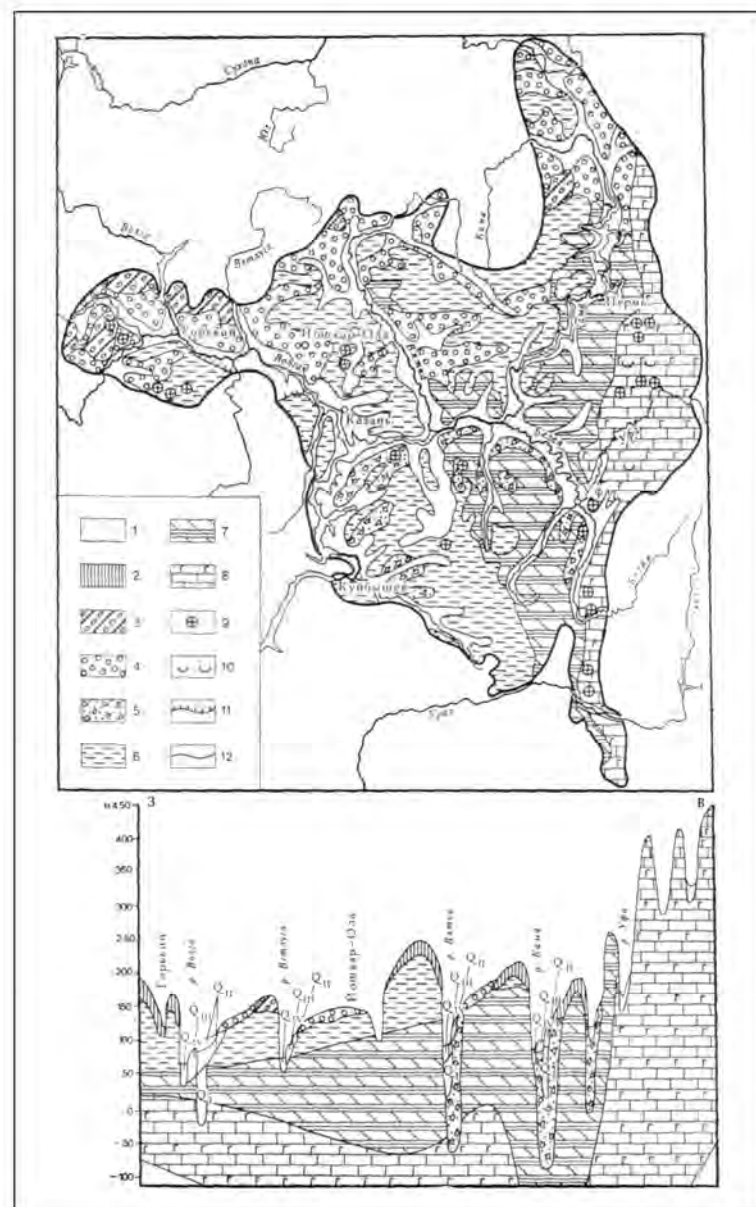


Рис. 20. Схематическая карта распространения формаций и комплексов четвертичных и дочетвертичных отложений и схематический геологический разрез Волго-Уральской антеклизы.

Четвертичные и неогеновые отложения: 1 — аллювиальные плейстоценовые и голоценовые (а I — IV); 2 — полигенетические покровные средне- и верхнеплейстоценовые (рr II—III) (только на разрезе); 3 — днепровская морена (g II d); 4 — водно-ледниково-ые днепровские (f, Lg II d); 5 — аллювиальные, озерные и Юрские акчагыльского яруса (N₂). Формации донеогеновых отложений: 6 — терригенная красноцветная поздней перми (P_{2t}); 7 — карбонатно-терригенная поздней перми (P_{2u+kz}); 8 — галогенно-карбонатная ранней перми (P₁). 9 — карст в карбонатных породах; 10 — карст в галогенных породах; 11—оползни; 12 — границы между формациями и комплексами

Породы карбонатно-терригенной формации поздней перми выходят на поверхность на юте Бугульминско-Белебеевской возвышенности и в Волго-Вятском плато. Здесь они представлены толщей терригенных осадков мощностью 50 до 400 м. Штамповые испытания в Уфе выявили модуль общей деформации аргиллитоподобных глин, содержащих прослой известняков и песчаников 210×10^5 Па, а по компрессионным - 260×10^5 Па.

Терригенная красноцветная формация татарского яруса поздней перми представлена глинами, алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов, мергелей и известняков. По физическим свойствам глинистые породы весьма неоднородны, что объясняется пестротой и изменчивостью их литологических свойств.

Физико механические свойства скифских глин Волго-Уральской антеклизы приведены в таблице 13.

Таблица 13

**Нормативные значения физических свойства скифских глин.
Волго-Уральская антеклиза**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.
Скиф- ские глины	0,22	1,88	2,74	1,55	0,77	0,78	0,47	0,24	0,23	-0,08

Днепровско-Донецкая впадина

Большую часть территории региона занимают Полесская и Приднепровская низменности с плоской или пологоволнистой поверхностью, слабо наклоненной к долине Днепра и в южном направлении. Для Полесья характерно широкое распространение дюнного рельефа. Преобладают абсолютные высоты 110-180 м., в долине Днепра они снижаются до 60-90 м.

Гидрографическая сеть относится преимущественно к бассейну Днепра (Десна, Припять, Псел и др.), а также Сев. Донца и Зап. Буга. Главным источником питания рек являются талые воды (60-80% стока), на долю дождевых и грунтовых пород приходится по 10-20%. Для рек характерны высокие, но кратковременные весенние половодья и низкие летне-осенне-зимние меженные уровни. Речные долины в районе Киева достигают 125 км, слабоэрозионные с пологими склонами. В Полесье широко развиты озера и болота. Среди обширных болот преобладают низинные травяные, местами переходящие в заливные луга.

Климат региона умеренно континентальный с преобладанием влажных западных ветров и возрастанием континентальности к юго-востоку. Среднегодовая температура воздуха на северо-западе 6-7⁰, на юго-востоке 8-9⁰. Количество осадков соответственно 600 и 400 мм, высота снежного покрова 0.4 и 0,1 м, глубина промерзания почв 1,25 и 1,51 м. Район Полесья (севернее линии Житомир Киев Конотоп) относится к зоне смешанных лесов, произрастающих на дерново-подзолистых и торфяно-болотных почвах. В расположенной южнее (до линии Кременчуг-Полтава Харьков) зоне лесостепи чередуются участки широколиственных лесов с серыми лесными почвами и участки безлесные, почти полностью распаханые, где развиты выщелоченные черноземы. В южной части региона, являющейся зоной сплошного сельскохозяйственного освоения, на тяжелых лессово-суглинистых породах в условиях засушливого климата сформировались черноземы мощные и средней мощности. По балкам и берегам рек изредка встречаются дубравы.

Геологическое строение, инженерно-геологическая характеристика пород

Регион представляет собой крупную сложно построенную отрицательную структуру, унаследовано развивающуюся с начала девона (В.С. Пономарь и др., 1978).

Она состоит из собственно Днепровско-Донецкой и продолжающих ее Припятской и Брестской впадин, выполненных мощной толщей (до 5-6 км) осадочных образований среди них можно выделить породы герцинского, киммерийско-альпийского и верхнеальпийского структурных этажей (рис 21).

Герцинский структурный этаж образован различными по генезису и составу породами, принадлежащими галогенной, угленосной, терригенной пестроцветной, галогенно-карбонатной и терригенной красноцветной формациями Большая часть перечисленных образований залегает на большой глубине (1-3 км) и далее не рассматривается.

Галогенная формация среднего и позднего девона представлена мощной толщей терригенных и галогенных осадков. Породы представлены галитом, карналлитом, сильвинитом, реже гипсами и ангидритами, которые залегают среди ангидритов, алевролитов, известняков, песчаников, глин и сланцев.

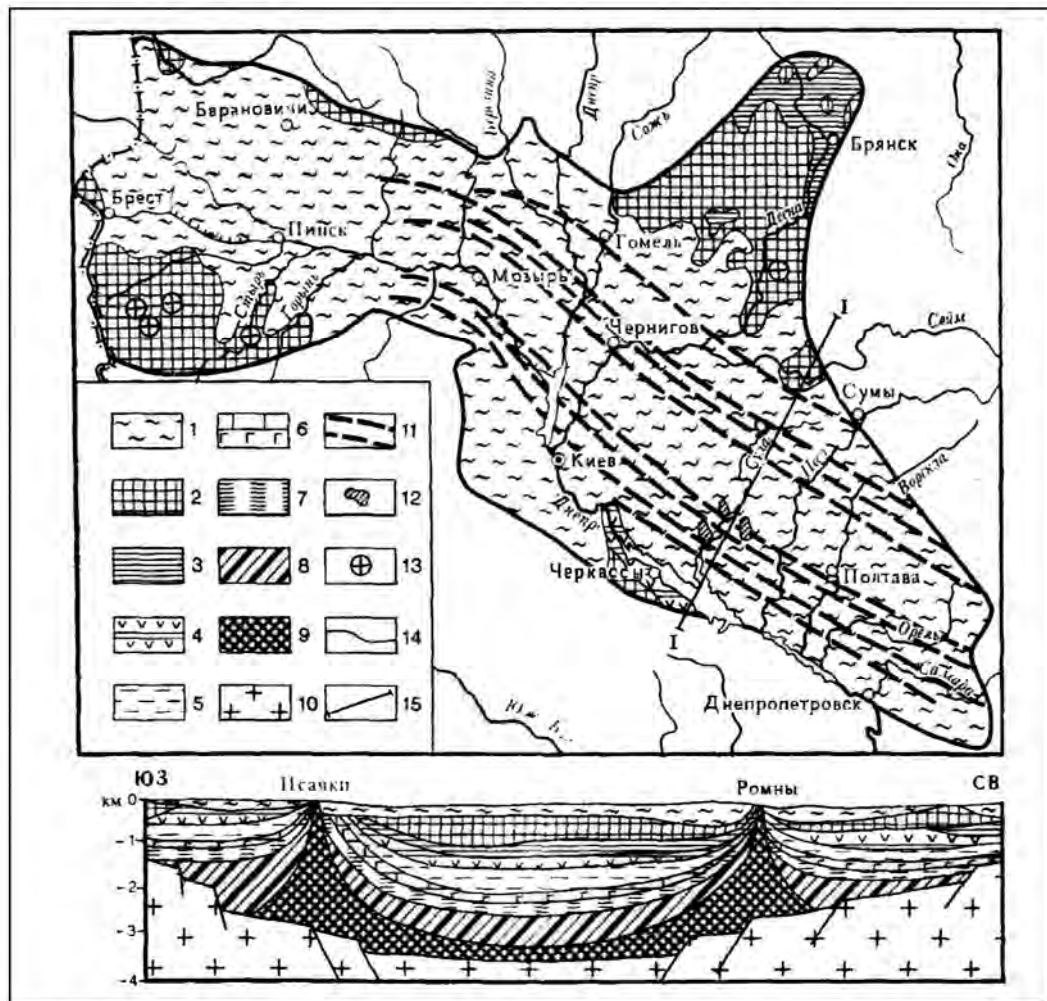


Рис. 21. Схематическая карта распространения формации дочетвертичных отложений Днепровско-Донецкой впадины и схематический геологический разрез

Формации: 1-терригенная сероцветная палеоген-неогена (P-N); 2 - мергельно-меловая позднего мела (K_2); 3 - терригенная сероцветная раннего и позднего мела (K_{1-2}); -1 - эффузивно-терригенная средней и поздней юры (J_{2-3}); 5 - терригенная красноцветная поздней перми, триаса и ранней юры (P_2J_1); 6 - (галогенно-карбонатная ранней перми (P_1); 7 - терригенная пестроцветная позднего карбона (C_3); 8 - угленосная раннего и среднего карбона (C'_{1-2}); 9 - галогенная среднего и позднего девона (D_{2-3}); - метаморфические породы докембрия; 11- зоны тектонических нарушений; 12 - солянокупольные структуры; 13 - карст; 14 - границы между формациями; 15 линия разреза

Киммерийско-альпийский структурный этаж включает осадки верхней части этого этажа, принадлежащие мергельно-меловой и терригенной сероцветной формациям

Верхнеальпийский структурный этаж сложен осадками позднего миоцена - плиоцена суммарной мощностью до 30 м встречается почти на всей территории Днепровско - Донецкой впадины и на востоке Припятской, выходя на поверхность в долинах Днестра и его притоков. Здесь из-за размыва во

время формирования плиоценовых и четвертичных террас мощность пестроцветных глин уменьшается до 1-3 м, а местами они полностью отсутствуют (рис. 22).

Красно-бурые скифские глины позднеплиоценово-раннеплейстоценового возраста пользуются южнее Полесья почти повсеместным распространением. Входящие в состав толщи глины, реже суглинки, элювиально-делювиального происхождения.

Нормативные значения физических свойств скифских глин Днепровско-Донецкой впадины приведены в таблице 14.

Таблица 14

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Днепровско-Донецкая впадина**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r доли ед.	W _L (%)	W _p (%)	I _p (%)	I _L (%)
Скифские глины	<u>0,23</u> (324)	<u>1,96</u> (184)	2,74	1,59	0,723	0,79	0,50	<u>0,23</u> (324)	<u>0,27</u> (324)	0,05

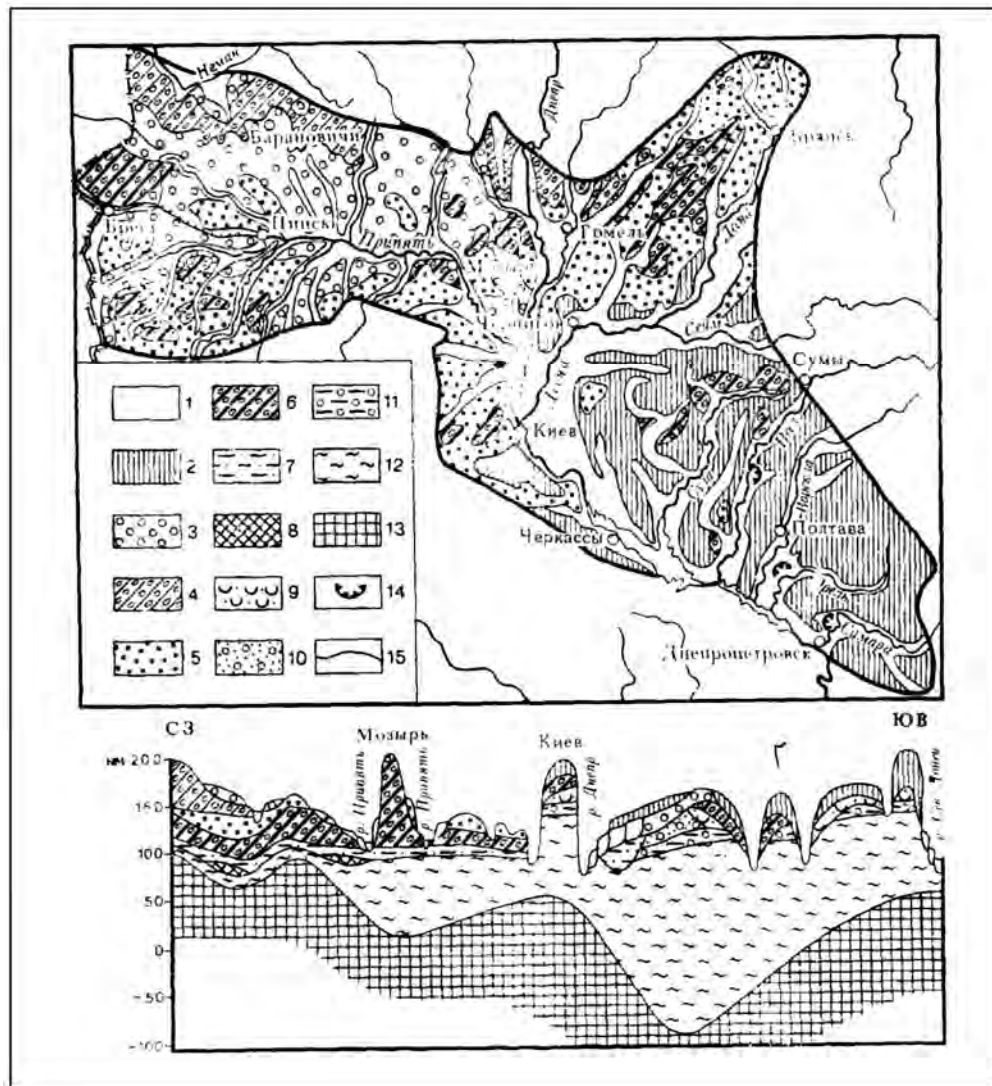


Рис. 22. Схематическая карта распространения формаций дочетвертичных отложений Днепровско-Донецкой впадины и схематический геологический разрез.

Геолого-генетические типы и комплексы отложений:

1 аллювиальные плейстоценовые и голоценовые (a I IV):

2 лессовые плейстоценовые (LI-III):

3 водно-ледниковые, озерные и аллювиальные московско-калининские (f. lg. 1. a II m-III k):

4 московская морена, (g II m);

5 нерасчлененные водно-ледниковые, озерные и аллювиальные днепровско-московские (f.lg. 1. a II d-m):

6 днепровская морена (g II d):

7. нерасчлененные водно-ледниковые, аллювиальные и озерные ниже- и среднеплейстоценовые (f. lg. a. II ok II d);

8 окская морена (g I ok).

9. красно-бурые глины (ed N₂Q₁):

10 аллювиальные плиоценовые (a N₂)

11. пестроцветных глин (N³₁) Формации:

12 терригенная сероцветная палеоген-неогеновая (P-N₁):

13 мергельно-меловая позднего мела (K₂): 14 оползни:

15 границы между формациями и комплексами

Предкарпатский регион

Регион охватывает три крупные возвышенности: Предкарпатскую, Во-лыно-Подольскую и Бессарабскую (В.С. Пономарь и др., 1978). Первая ограничивает регион с запада и представляет собой предгорную наклонную равнину, значительно-приподнятую и расчлененную долинами рек. На западе (до р. Стрый) господствует плоский и пологовалистый эрозионный, рельеф, на востоке - крупногрядовый и холмисто-грядовый структурно-эрозионный. Преобладают абсолютные высоты 300-400 м на западе и 350-650 м на востоке, относительные превышения — соответственно 60 - 70 м и 100 - 200 м.

Волыно-Подольская возвышенность занимает северную и центральную части региона и состоит из двух частей: Волынской возвышенности и Подольского плато. Поверхность Волынской возвышенности пологоволнистая с абсолютными высотами 250 - 340 м. На севере она пологим уступом высотой 20-40 м переходит в низменную равнину Волынского Полесья. На юге возвышенности располагается широкое долинообразное понижение (Малое Полесье), над которым возвышается скалистый уступ высотой 100-150 м северного края Подольского плато с максимальной абсолютной отметкой 471 м (гора Камула). К югу и юго-востоку плоская поверхность плато постепенно снижается до 250- 300 м.

На западе (Ополье, Ростоцье) и юге (Приднестровье) оно глубоко расчленено каньонообразными долинами Днестра и его левобережных притоков. Центральную часть плато пересекает гряда скалистых холмов — Толтры или Медоборы - барьерный риф миоценового моря. Их относительная высота 40—60 м, местами до 100 - 120 м.

Бессарабская возвышенность расположена на юге региона. Ее западная часть (правобережье Днестра и Молдавская возвышенность) отличается наибольшей приподнятостью (до 430 м), глубиной (до 200— 240 м) и густотой расчленения. На востоке (левобережье Днестра. Балтская возвышенность) абсолютные высоты и глубина расчленения меньше: 150— 300) и 70— 150 м.

Климат региона умеренно континентальный со среднегодовым количеством осадков от 600 700 мм на севере и северо-западе (Волинская и Предкарпатская возвышенности) до 500 мм на юго-востоке (Бессарабская возвышенность). Максимум осадков наблюдается в июне-- июле. Среднегодовая температура воздуха $6-8^{\circ}$, максимальная среднемесячная температура отмечается в июле ($19,2^{\circ}$) минимальная – в январе ($-7,7^{\circ}$). Многочисленные реки региона относятся к бассейнам Черного моря (Припять. Ю. Буг. Днестр и Прут) и Балтийского моря (Буг и притоки Сана). Питание рек бассейнов Днестра и Прута осуществляется за счет вод половодья, зимних оттепелей и летних ливневых осадков в Карпатах, чем вызвана повторяемость паводков в течение всего года. Максимальные расходы приходятся на весну и лето, а на других реках преимущественно на весну.

Регион расположен в лесной и лесостепной зонах. В лесной зоне развиты широколиственно-сосновые леса, в Предкарпатье – широколиственные леса, заболоченные луга и болота, в лесостепной зоне преобладают сельскохозяйственные земли, среди которых встречаются отдельные массивы широколиственных лесов. На междуречьях развиты малогумусные обыкновенные, выщелоченные и оподзоленные черноземы, а в речных долинах — дерново-луговые почвы.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Регион охватывает область погружения фундамента и осадочного чехла платформы между Украинским кристаллическим массивом и Карпатской горно-складчатой страной, испытывающую инверсионное поднятие с конца миоцена. К западу от Украинского кристаллического массива располагается Волыно-Подольская плита, которая по мере погружения фундамента переходит в Львовский прогиб. На юго-западе к массиву примыкает Молдавско-Украинская плита. По границе со складчатой системой Карпат протягивается наложенная неогеновая впадина — Предкарпатский краевой прогиб.

Байкальский структурный этаж образован породами эффузивно-терригенной формации рифея, выходящими на поверхность в долинах Днестра и Горыни (рис. 23). Они представлены песчаниками, гравелитами, аргиллитами, алевролитами, плотными глинами, иногда встречаются эффузивы.

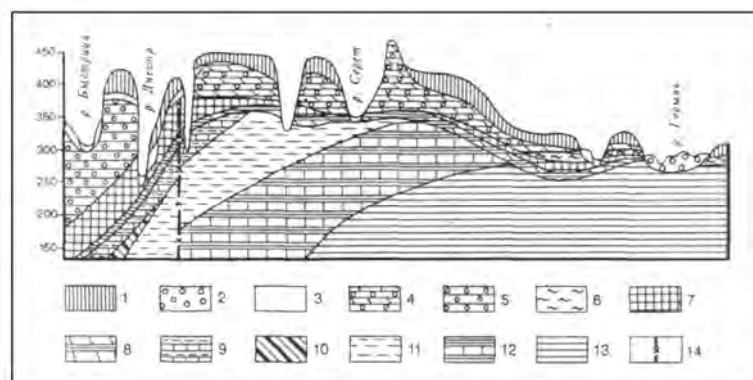


Рис. 23. Схематический геологический разрез Предкарпатского региона.
Генетические типы: 1 — лессовые нижне-верхнеплейстоценовые (I, I — III); 2 — водно-ледниковые среднелейстоценовые (f, lg II d); 3 — аллювиальные плиоцен-четвертичные (a, N3 — Q). Формации: 4 — карбонатно-терригенная неогена (N); 5 — молассовая неогена (N); 6 — терригенная сероцветная палеогена (P); 7 — мергельно-меловая позднего мела (K₂); 8 — карбонатно-терригенная мела (K); 9 — терригенно-карбонатная юры (J); 10 — угленосная раннего—среднего карбона (C₁₋₂); 11 — пестроцветная раннего девона (D₁); 12 — терригенно-карбонатная ордовика-силура (O-S); 13 — терригенные рифея и раннею кембрия (R- C₁); 14 — линия разлома

В строении каледонского структурного этажа участвуют породы терригенной формации кембрия, терригенно-карбонатной формации ордовика-силура и терригенно-пестроцветной формации раннего девона.

Герцинский структурный этаж сложен породами карбонатной формации среднего—позднего девона — раннего карбона и угленосной формации раннего — среднего карбона.

Среди осадков карбонатной формации преобладают доломиты и известняки с редкими прослоями сланцев, песчаников и глин.

Угленосная формация сложена чередующимися в разрезе песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками с пластами углей. В строении киммерийско-альпийского структурного этажа принимают участие породы юрского, мелового и неогенового возраста.

Терригенно-карбонатная формация юры выходит на поверхность на

небольших участках. Отложения карбонатно-терригенной формации, альбеномана распространены повсеместно. Среди них преобладают песчаники с прослоями песков, реже встречаются глины и мергели.

Мергельно-меловая формация позднего мела сложена мергелями, писчим мелом, известняками с прослоями извеетковистых песчаников и песков.

В составе писчего мела и мелоподобных мергелей преобладает карбонат кальция (соответственно 70-90 и 50-70%). Остальная масса вещества представлена в основном глинистыми частицами с преобладанием в них монтмориллонита.

Терригенная сероцветная формация палеогена пользуется незначительным распространением.

Континентально-морские отложения молассовой формации миоцена выполняют Предкарпатский краевой прогиб. Они представлены глинами с редкими прослоями и пачками песков, песчаников, конгломератов, аргиллитов, алевролитов, а также каменной соли, гипсов и ангидритов.

Осадки карбонатно-терригенной формации миоцена и плиоцена широко распространены на территории региона. Комплекс континентально-морских песчано-глинистых отложений неогена представлен переслаиванием глин, алевролитов и песков. Глины монтмориллонит-гидрослюдистые, тонкослоистые, вязкие, тугопластичные с прослоями и примазками алевролитистого песка, иногда сильно ожелезнены по плоскостям слоистости.

Физико-механические свойства скифских глин Предкарпатского региона (Приднестровье, Дондюшаны, Леово) приведены в таблице 15, 16.

Таблица 15

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Предкарпатский регион (Приднестровье)**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	$\rho_{s.}$ г/см ³	$\rho_{d.}$ г/см ³	e, доли ед.	S _r доли ед.	W _L , доли ед.	W _p доли ед.	I _p доли ед.	I _L доли ед.
Скифские глины	<u>0,24</u> (46)	<u>1,93</u> (46)	2,83	1,56	0,814	0,79	0,50	<u>0,23</u> (324)	<u>0,27</u> (324)	0,05

Таблица 16

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Предкарпатский регион (Дондюшаны, Леово)**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.
Скифские глины	<u>0,18</u> (21)	<u>1,85</u> (21)	2,74	1,56	0,74	0.66	<u>0,48</u> (100)	0,21 (100)	0,27 (100)	-0,1
Скифские глины	<u>0,24</u> (12)	<u>1,95</u> (12)	2,74	1.59	0.75	0.88	<u>0,44</u> (12)	0,25 (12)	0,19 (12)	-0,05

Предкавказье

Регион расположен на юге Русской платформы и занимает Предкавказскую часть Скифской плиты, которая отделяет платформу от альпийской складчатой системы Большого Кавказа (В.С. Пономрь и др., 1978). Рельеф региона отражает сложность его геологического строения и существенно различен для Азово-Кубанской и Терско-Кумской низменностей и для Ергенинской и Ставропольской возвышенностей. Для первых типичен равнинный рельеф, слабо расчлененный эрозией. Абсолютные отметки поверхности Азово-Кубанской низменности возрастают от нуля на западе до 200 м на востоке. Для Терско-Кумской низменности характерна обратная закономерность. Восточная часть ее лежит ниже уровня моря на отметках минус 28 м, а западная постепенно поднимается до отметок 100 200 м. Ставропольская возвышенность характеризуется сложным долинно-балочным расчленением, развитием глубоких депрессий (Янкульская и Сенгилеевская котловины) и высоких останцовых возвышенностей (Ставропольские, Бешпагирские и Прикалаусские высоты) с относительным превышением до 200 250 м и абсолютными высотами до 800 м. Рельеф Ергенинской возвышенности пологоволнистый с абсолютными отметками поверхности от 50 до 220 м, также отличающийся значительным долинно-балочным расчленением.

Гидрографическая сеть региона принадлежит бассейнам Азовского и Каспийского морей, густота речной сети наиболее высокая в пределах Ставропольской возвышенности (до $0,4 \text{ км/км}^2$) и наименьшая в районах Приазовья и Прикаспия ($0,05 \text{ км/км}^2$). Основные реки региона (Егорлык, Калаус Западный и Восточный Манычи и др.) по режиму относятся к рекам с весенним половодьем и резким уменьшением расходов в летнее время. В некоторых реках (Егорлык, Калаус, Манычи) водосток в летнее время поддерживается за счет воды, поступающей по каналам из Терека и Кубани, протекающим по южной периферии региона.

Для большей части региона характерен климат сухих степей. Средне-

годовая температура воздуха 5—10⁰, несколько ниже в пределах Ставропольской возвышенности. На равнинах Предкавказья в холодное время года господствуют восточные и юго-восточные ветры, нередко достигающие скорости 24—40 м/с. Наибольшее количество осадков (500—700 мм), выпадает на Ставропольской возвышенности, в пределах Азово-Кубанской и Терско-Кумской низменностей сокращается соответственно до 400—500 и 250—350 мм. Высота снежного покрова 10—20 см, а глубина промерзания почв редко превышает 0,2 - 0,3 м. Регион расположен в степной зоне и характеризуется широким развитием каштановых почв с мощностью гумусового горизонта до 1,5 м в районах центрального и западного Предкавказья. Прикаспийская часть региона представляет полупустыню, в пределах которой мощность почвенного покрова незначительна. Территория региона почти целиком распахана. Лишь на Ставропольской возвышенности встречаются лесостепные участки с дубово-грабовыми лесами и луговыми степями.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Регион представляет собой молодую эпигерцинскую платформу, имеющую двухъярусное строение. Нижний ярус - фундамент платформы сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными породами среднего и верхнего палеозоя, местами прорванными интрузиями. В строении верхнего яруса участвуют осадочные породы мезозоя и кайнозоя. В пределах региона выделяется ряд крупных структур: Азово-Кубанский и Терско-Кумский краевые прогибы. Ставропольское и Ергенинское сводовые поднятия. В пределах последних кровля складчатого фундамента приподнята и мощность осадочного чехла не превышает 1 км, в то время как во впадинах она достигает 2-4 км. В строении осадочного чехла принимает участие мощная толща карбонатных и терригенных отложений, однако большая глубина залегания исключает их из сферы хозяйственного освоения и позволяет начать инженерно-геологическую характеристику осадков с глин майкопской

свиты.

Киммерийско-альпийский структурный этаж. Чрезвычайно широко распространены в регионе майкопские глины, обнажающиеся на склонах Ставропольского поднятия.

В области Ставропольского свода распространены глинисто-мергелиевые отложения чокракского и караганского горизонтов.

Верхнеальпийский структурный этаж сложен плиоценовыми и четвертичными отложениями.

Верхнюю часть разреза плиоценовых отложений на Азово-Кубанекой низменности слагают так скифские глины красно-бурого, зеленовато-серого, часто пестрого цвета. В естественном сложении они уплотнены, не обладают слоистостью, содержат известковые стяжения и кристаллы гипса, прослойки песков и супесей, легко распадаются на обломки с глянцеватой поверхностью. По генезису это континентальные образования, терригенный материал которых поступал путем эолового привноса, а также путем переотложения водными потоками местных более древних осадков с последующим их изменением денудационными процессами. Мощность скифских глин колеблется от 3 до 30 м с увеличением ее от главных водоразделов к осевым частям крупных долин.

Физико-механические свойства скифских глин Предкавказья приведены в таблице 17.

Таблица 17

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Предкавказье**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r доли ед.	W _L , доли ед.	W _p доли ед.	I _p доли ед.	I _L доли ед.	φ^0	C, кПа	E МПа
Скифские глины	$\frac{0,23}{(36)}$	$\frac{1,96}{(36)}$	2,74	1,59	$\frac{0,72}{3}$	0,87	$\frac{0,36}{(36)}$	$\frac{0,21}{(36)}$	0,15	0,13	19	32	$\frac{1,45 \times 10^5}{270 \times 10^5}$

Приведенные в табл. 17 данные показывают, что скифские глины обладают относительно невысокой влажностью, они уплотнены, мало сжимаемы и характеризуются средними значениями сопротивления сдвигу.

Причерноморская впадина

Основную территорию впадины занимает Причерноморская низменность. На северо-западе междуречья Днестр-Дунай к ней примыкает южная окраина Бессарабской возвышенности, а в Крыму—структурно-денудационные возвышенности Тарханкутского и Керченского полуостровов. Отметки поверхности Причерноморской низменности уменьшаются от 150—160 м на севере до 10—50 м на юге. Густота эрозионного расчленения невелика. Долины крупных рек (Днепра, Дуная) широкие, террасированные. Выделяется пойма и до шести надпойменных террас: две плиоценовые и четыре плейстоценовые. Оврагами расчленены главным образом высокие правые склоны речных долин. К востоку от Ю. Буга на междуречьях часто встречаются поды – обширные замкнутые понижения глубиной 6 — 8 м, изредка до 15 м. Особенно многочисленны они на левобережье Днепра, где занимают более 20 % площади Абсолютные высоты Бессарабской возвышенности достигают 220 м. Поверхность ее расчленена сетью глубоковрезанных (до 120—140 м) речных долин, балок и оврагов.

Поверхность равнинного Крыма возвышается над уровнем моря на 20–50 м, а грядово-холмистых возвышенностей Тарханкутского и Керченского полуостровов на 150—170 м.

Речная сеть относительно густая только в северо-западной части региона. На востоке и юге ее густота незначительна, а отдельные районы на левобережье Днепра бессточные. Наиболее крупные транзитные реки Днепр, Ю. Буг, Днестр, Дунай и в равнинном Крыму - Салгир. Основным источником питания служат атмосферные осадки. Водный режим характеризуется высоким весенним половодьем. Сток Днепра на всем протяжении зарегулирован. В летний и зимний периоды уровни рек низкие, многие малые реки пересыхают, что особенно характерно для равнинного Крыма.

Климат региона умеренно континентальный, засушливый, с недостаточным увлажнением. Средняя годовая температура воздуха 7,6 – 11,5°.

Среднегодовое количество осадков уменьшается с севера на юг от 450 — 400 до 350 300 мм. Зимой интенсивная циклоническая деятельность вызывает иногда резкие перепады температур и метели с сильными ветрами различных направлений. Летом с восточными ветрами связаны суховеи и пыльные бури, чаще всего в июне июле.

Регион расположен в степной зоне. Участки целинной степи сохранились на незначительных площадях, малопригодных для сельскохозяйственного освоения, и в заповедниках (Аскания Нова). На большей части территории в почвенном покрове преобладают черноземы, а на юге — каштановые и лугово-каштановые почвы. В подах развиты солонцовые и солончаковые почвы, на каменистых возвышенностях Тарханкутского и Керченского полуостровов — черноземовидные карбонатные и дерново-карбонатные почвы, покрытые степным разнотравьем и кустарниками.

Геологическое строение, инженерно-геологическая характеристика пород

Причерноморская впадина является сравнительно молодой крупной наложенной структурой (В.С. Пономарь и др.). Выполняющие ее осадки ложатся на разнородные и разновозрастные структурные элементы: докембрийский и эпигерцинский блоки Русской платформы, разделенные полосой грабенообразных депрессий, где складчатый фундамент опущен на глубину до 10 км.

Киммерийско-альпийский структурный этаж. Наибольший интерес представляют отложения неогенового возраста, так как более древние образования залегают на значительной глубине (свыше 100 м) и в инженерно-геологическом отношении не изучены (рис. 24).

Породы терригенно-карбонатной формации миоцена и раннего плиоцена широко распространены в регионе

Верхнеальпийский структурный этаж образован преимущественно кон-

тинентальными отложениями позднего плиоцена, плейстоцена и голоцена,

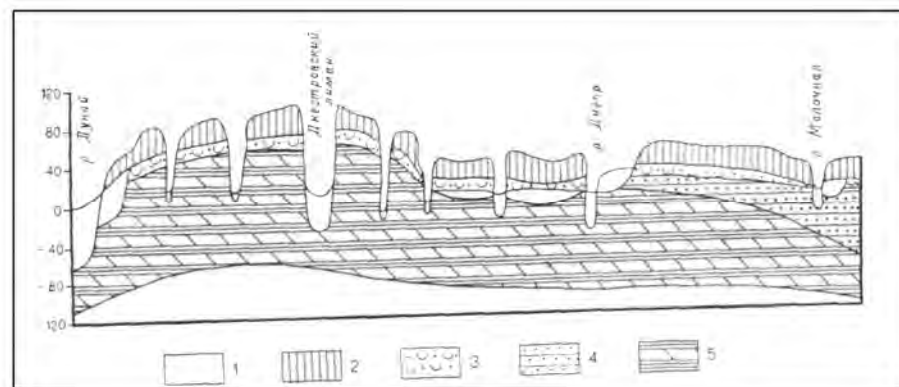


Рис. 24. Схематический геологический разрез Причерноморской впадины.

1 – аллювиальные отложения плейстоцена и голоцена (a I IV); 2 – лессовые породы плейстоцена (L I—III)- 3 — красно-бурые скифские глины плиоцена и раннего плейстоцена ($N_2—Q_i$); 4 — морские песчано-глинистые киммерийско-куяльницкие отложения (N_2k-kl); 5 — терригенно-карбонатные отложения неогена (N)

лишь в киммерийское и куюльницкое время формировались морские осадки. Обширные междуречья сложены красноцветными глинистыми отложениями позднего плиоцена раннего плейстоцена, перекрытыми лессовыми породами. Речные долины выполнены аллювиальными и лиманно-морскими отложениями. Черноморские трансгрессии четвертичного периода в большинстве случаев не распространились значительно дальше современной береговой линии, поэтому морские отложения на побережье развиты ограниченно.

Морские киммерийско - куюльницкие осадки представлены песчано-глинистыми отложениями.

Красно-бурые плиоцен-нижнеплейстоценовые скифские глины распространены на междуречьях, залегают под породами лессового покрова. Глубина залегания красно-бурых скифских глин увеличивается к юго-востоку и достигает максимальной величины около 40 м на междуречье Ингулец-Днепр.

Нормативные значения физико-механических свойств скифских глин Причерноморской впадины приведены в таблице 18.

Таблица 18.

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Причерноморская впадина**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _г , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.	φ°	C, кПа
Гли- ны	0,24	$\frac{1,96}{(107)}$	2,72	1,58	0,32	0,90	$\frac{0,50}{(122)}$	$\frac{0,26}{(122)}$	$\frac{0,24}{(122)}$	-0,08	16	100

Прикаспийская впадина

Прикаспийская синеклиза и ее обрамление

Прикаспийская синеклиза расположена на юго-востоке (Русской платформы и является крупной отрицательной структурой, унаследовано развивающейся с конца Докембрия (Ю.И. Панов и др., 1978). Большую часть региона занимает Прикаспийская низменность. На севере к ней примыкают возвышенности Низкого Заволжья и Общего Сырта, а на востоке Урало-Эмбинское (Подуральское) плато. Прикаспийская низменность представляет собой морскую аккумулятивную равнину с относительными высотами 1–3 м, полого наклонную с севера на юг. Абсолютные отметки ее поверхности понижаются соответственно от 50—80 м до —28 м. Над низменностью поднимаются редкие изолированные холмисто-грядовые возвышенности — соляные купола (Бол. Богдо 149 м, Мал. Богдо 34 м и др.). Южнее нулевой изо-гипсы значительная часть территории занята массивами полужакрепленных, реже перевеваемых песков с бугристым и грядово-бугристым рельефом высотой 5—10 м.

Низкое Заволжье на западе охватывает район волжских террас, плоские поверхности которых переходят к востоку в волнисто-увалистую равнину с уплощенными междуречьями. Абсолютные высоты возрастают в том же направлении от 20 до 160 м.

Общий Сырт более приподнят (200 — 360 м) и глубоко расчленен долинно-балочной сетью на отдельные возвышенности. Пологоволнистые водораздельные пространства (сырты) асимметричны — южные склоны их значительно круче северных. Общий Сырт граничит с Прикаспийской низменностью отчетливо выраженным уступом высотой до 60–80 м.

Урало-Эмбинское (Подуральское) плато характеризуется структурно-денудационным рельефом с многочисленными куэстовыми грядами, бронированными плато со ступенчатыми склонами, скалистыми останновыми хол-

мами и скульптурными котловинами. Абсолютные высоты водораздельных массивов снижаются от 300—350 м на северо-востоке до 80--100 м на юго-западе. Относительные превышения структурных форм на водоразделах невелики (20 — 30 м, реже 40 — 50 м), но над днищами долин основных рек достигают 100 и даже 150 м.

Гидрографическая сеть региона принадлежит бассейну Каспийского моря. Постоянный сток происходит лишь у крупных рек — Волги и Урала. Река Эмба достигает моря только в половодье, а более мелкие реки (Большой и Малый Узени и др.) теряются в лиманах и разливах. Основным источником питания рек являются талые воды, поэтому большая часть годового стока (до 90%) приходится на весенний период. На Прикаспийской низменности имеется ряд соленых озер (Эльтон. Баскунчак и др.).

Климат территории резко континентальный с жарким, засушливым летом, морозной зимой и сильными ветрами. Степень континентальности возрастает с северо-запада на юго-восток, в том же направлении увеличивается среднегодовая температура воздуха (от 3 до 11⁰), уменьшается количество осадков от 400 до 130 мм, испарение возрастает от 50 до 250 мм. На летний период приходится до 70% осадков. Зимы малоснежные, глубина промерзания почв изменяется от 0,6 м на юго-западе до 1,1 м на востоке. Низкое За-волжье, Общий Сырт, северная часть Урало-Эмбинского плато и Прикаспийской низменности относятся к зоне степей с темно-каштановыми почвами, участками черноземов и разнотравно-злаковой растительностью. Большая часть Прикаспийской низменности и Урало-Эмбинского плато входят в зону полупустынь со светло-каштановыми и бурыми почвами и злаково-полынной растительностью. В понижениях рельефа часто встречаются солонцы и солончаки, чередующиеся с участками такыров и соров.

Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика пород

Большую часть региона занимает Прикаспийская синеклиза. В течение

почти всей геологической истории Прикаспийская синеклиза и ее обрамление были областью преимущественных опусканий и осадконакопления. В плиоцен-четвертичное время западная часть синеклизы (Прикаспийская впадина) испытывала прогибание, в то время как восточная (Урало-Эмбинское плато) была приподнята. Во впадине накопилась мощная толща осадков, а на приподнятой части происходила денудация пород. Южный склон Волго-Уральской антеклизы (Низкое Заволжье и Общий Сырт) представлял собой низменную равнину, частично затоплявшуюся плиоценовыми морями. На равнине с конца плиоцена происходило формирование субаэральных глинистых (сырговых) отложений, в том числе и скифских глин. Таким образом, история геологического развития региона и в плиоцене и четвертичном периоде определила существенные различия инженерно-геологических условий трех выделяемых районов (рис. 25).

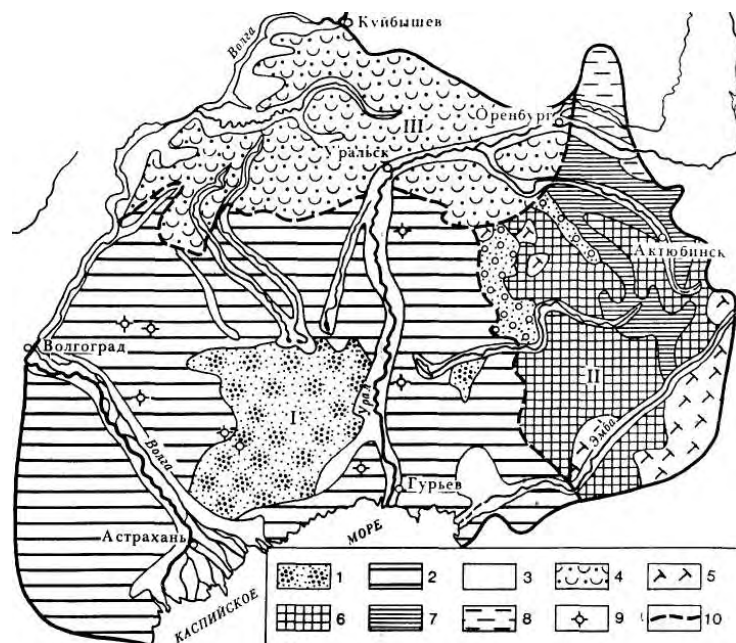


Рис. 25. Схема распространения формаций доплиоценовых и геолого-генетических типов плиоцен-четвертичных отложений Прикаспийской синеклизы и ее обрамления.

Геолого-генетические типы плиоцен-четвертичных отложений: I — эоловые позднелейстоценовые и голоценовые (в III—IV); 2 — морские, аллювиально-морские и аллювиальные хвалынские и новокаспийские (т.ат, а III—IV); 3 — аллювиальные плейстоценовые (аI—IV); 4 — субаэральные сыртовые (Id N₂—Q II). Формации: 5 — кремнисто-терригенная палеогена и миоцена (P—N₁); 6 — мергельно-меловая позднего мела (K₂); 7 — терригенная сероцветная позднего триаса — позднего мела (Г₃—K₂); 8 — терригенная красноцветная поздней перми (P₂). 9 — соляные купола; 10 — границы инженерно-геологических районов; (I — Прикаспийская впадина; II — Урало-Эмбинское плато; III — Низкое Заволжье и Общий Сырт)

Прикаспийская впадина. В позднем плиоцене и в четвертичном периоде явилась ареной неоднократных трансгрессий Каспия - от акчагыльской до хвалынской. Особенностью впадины является наличие солянокупольных структур, ядра которых образованы каменной солью кунгурского яруса нижней перми. Большая часть структур погребена под плиоцен-четвертичными осадками и только единичные купола выражены в рельефе. Среди новейших отложений выделяются основные инженерно-геологические комплексы пород.

Морские отложения позднего плиоцена, раннего и среднего плейстоцена представлены глинами, реже суглинками с прослоями песков.

Низкое Заволжье и Общий Сырт. Наибольшее инженерно-геологическое значение в этом районе имеют плиоцен — четвертичные субаэральные сыртовые скифские отложения. Они широко распространены по всей территории.

Сыртовые отложения разделяются на два горизонта. Нижний горизонт «подсыртовых песков» подробно изучен на междуречье Бол. Иргиза — Бол. и Мал. Узенями (севернее г. Ершова) в связи со строительством Саратовского канала. Подсыртовые пески залегают в этом районе на глубине от 35 до 60 м. Мощность отложений 20 — 24 м. Горизонт сложен не только песками, но и супесями, связанными между собой переходами. Встречаются суглинки и глины. Пески кварцевые, преимущественно тонкозернистые. Характерно низкое содержание частиц крупнее 0,1 мм; во многих случаях (28% исследованных образцов) эти частицы совсем отсутствуют.

Сыртовая толща вместе с маломощным чехлом ее дериватов сложена глинами и тяжелыми суглинками при резком преобладании пород: с числом пластичности 0,15 - 0,22 (максимально 0,26). Скифские глины и суглинки желто-бурой, желто-коричневой окраски, а внизу красноватой. Нормативные значения физико-механических свойств скифских глин Прикаспийской синеклизы приведены в таблице 19.

Таблица 19

**Нормативные значения физико-механических свойств скифских глин.
Прикаспийская синеклиза.**

Глубина, м	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.	φ°	C, кПа	E, Па
Шурфы													
До 2,0 м	$\frac{0,16}{(56)}$	$\frac{1,81}{(56)}$	2,73	$\frac{1,56}{(56)}$	0,75	0,58	$\frac{0,35}{(56)}$	$\frac{0,19}{(56)}$	$\frac{0,16}{(56)}$	-0,18	-	-	-
2-5	$\frac{0,17}{(90)}$	$\frac{1,81}{(90)}$	2,76	$\frac{1,58}{(90)}$	0,75	0,62	$\frac{0,35}{(90)}$	$\frac{0,19}{(90)}$	$\frac{0,16}{(90)}$	-0,12	$\frac{22}{(57)}$	$\frac{21}{(57)}$	219
5-10	$\frac{0,17}{(86)}$	$\frac{1,84}{(86)}$	2,73	$\frac{1,58}{(86)}$	0,73	0,64	$\frac{0,35}{(86)}$	$\frac{0,19}{(86)}$	$\frac{0,16}{(86)}$	-0,12	$\frac{22}{(32)}$	$\frac{42}{(32)}$	298
10-15	$\frac{0,18}{(12)}$	$\frac{1,90}{(29)}$	2,75	$\frac{1,63}{(23)}$	0,69	0,72	$\frac{0,36}{(29)}$	$\frac{0,19}{(29)}$	$\frac{0,17}{(29)}$	-0,05	-	-	321

Прикаспийская впадина. В плиоцен-четвертичном периоде явилась ареной неоднократных трансгрессий Каспия - от акчагыльской до хвалынской. Особенностью впадины является наличие солянокупольных структур, ядра которых образованы каменной солью кунгурского яруса нижней перми. Большая часть структур погребена под плиоцен-четвертичными осадками и только единичные купола выражены в рельефе. Среди новейших отложений выделяются основные инженерно-геологические комплексы пород.

Морские отложения позднего плиоцена, раннего и среднего плейстоцена представлены глинами, реже суглинками с прослоями песков.

Низкое Заволжье и Общий Сырт. Наибольшее инженерно-геологическое значение в этом районе имеют плиоцен — четвертичные субаэральные сыртовые скифские отложения. Они широко распространены по всей территории и разделяются на два горизонта. Нижний горизонт «подсыртовых песков» подробно изучен на междуречье Бол. Иргиза Бол. и Мал. Узеньями (севернее г. Ершова) в связи со строительством Саратовской канала. Подсыртовые пески залегают в этом районе на глубине от 35 до 60 м. Мощность отложений 20, 24 м. Горизонт сложен не только песками, но и супесями, связанными между собой переходами. Встречаются суглинки и глины. Пески кварцевые, преимущественно тонкозернистые. Характерно низкое со-

держание частиц крупнее 0,1 мм; во многих случаях (28% исследованных образцов) эти частицы совсем отсутствуют.

Таблица 20

Прочностные свойства глинистых пород толщи скифских глин

Глубина от поверхности, м	Сдвигающие усилия (Па) при давлениях, Па			Угол внутреннего трения, градус	Сцепление, 10^5 Па
	1×10^5	2×10^5	3×10^5		
Консолидированный сдвиг					
До 30 м	<u>0,81</u> 0,18 (74)	<u>1,23</u> 0,19 (74)	<u>1,6</u> 0,23 (74)	<u>23</u> - (74)	<u>0,38</u> - (74)
Неконсолидированный сдвиг					
До 30	<u>0,78</u> 0,34 (202)	<u>1,21</u> 0,32 (202)	<u>1,64</u> 0,40 (202)	<u>23</u> - (202)	<u>0,35</u> - (202)
До 5	<u>0,62</u> - (57)	<u>1,04</u> - (57)	<u>1,45</u> - (57)	<u>22</u> - (57)	<u>0,21</u> - (57)
5-10	<u>0,83</u> - (32)	<u>1,24</u> - (32)	<u>1,65</u> - (32)	<u>22</u> - (32)	<u>0,42</u> - (32)
35-50	-	-	-	<u>29</u> - (21)	<u>0,37</u> - (21)

Таблица 21

Сжимаемость скифских пород сыртовой толщи Низкого Заволжья

Глубина от поверхности, м	Модуль деформации (Па) при давлениях, Па	
	до 2×10^5	до 4×10^5
1-5	<u>34-840</u> (33) 219	<u>78-1329</u> (19) 245
5-10	<u>45-571</u> (5) 298	<u>60-360</u> (5) 254
15-20	<u>58-838</u> (10) 321	<u>73-2053</u> (10) 620
20-30	<u>175-1132</u> (10) 743	<u>184-6652</u> (11) 1709

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Освещены общие сведения о скифских глинах, геоморфологические особенности территории, особенности тектоники. Освещены инженерно-геологические особенности Северного Прикаспия: геологическая изученность, геологическое строение, гидрогеологические условия, геоморфология и геодинамика, физико-механические свойства грунтов. Приведена региональная характеристика скифских глин по регионам: Уральский массив, Донбасс, Волго-Уральская антеклиза, Днепровско-Донецкая впадина, Предкарпатский регион, Предкавказье, Причерноморская впадина.

ПРИЛОЖЕНИЕ

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Украинский кристаллический массив**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.
Скифские глины	0,24	1,95	2,74	1,57	0,745	0,88	0,48	0,24	0,24	0,0

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Донбасс**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.
Сарматский	0,24	1,95	2,74	1,57	0,745	0,88	0,48	0,24	0,24	0,0

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Волго-Уральская антиклиз**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.
Самара	0,22	1,88	2,74	1,55	0,77	0,78	0,47	0,24	0,23	-0,08

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Днепровско-Донецкая впадина**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.
Красно- бурые глины	<u>0,23</u> (324)	<u>1,96</u> (184)	2,74	1,59	0,723	0,79	0,50	<u>0,23</u> (324)	<u>0,27</u> (324)	0,05

**Нормативные значения физических свойств скифских глин.
Предкарпатский регион**

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , до- ли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.	φ^0	C, КПа
Предне- стровье	<u>0,24</u> (46)	1,93 (46)	2,83	1,56	0,814	0,79	0,50	<u>0,23</u> (324)	<u>0,27</u> (324)	0,05	<u>12</u> (24)	<u>46</u> (31)

Нормативные значения физических свойств скифских глин.

Предкарпатский регион

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L доли ед.
Дюндюшаны	<u>0,18</u> (21)	<u>1,85</u> (21)	2,74	1,56	0,74	0,66	<u>0,48</u> (100)	<u>0,21</u> (100)	<u>0,27</u> (100)	-0,1
Леово	<u>0,24</u> (12)	<u>1,95</u> (12)	2,74	1,59	0,75	0,88	<u>0,44</u> (12)	<u>0,25</u> (12)	<u>0,19</u> (12)	-0,05

Нормативные значения физических свойств скифских глин.

Предкавказье

	W, до- ли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , до- ли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L доли ед.	φ^0	C, кПа	E МПа
Скифские глины	<u>0,23</u> (36)	<u>1,96</u> (36)	2,74	1,59	0,723	0,87	<u>0,36</u> (36)	<u>0,21</u> (36)	0,15	0,13	19	32	145x10 ⁵ 270x10 ⁵

Нормативные значения физических свойств скифских глин.

Причерноморская впадина

	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.	φ^0	C, кПа
Глины	0,24	<u>1,96</u> (107)	2,72	<u>1,58</u> (110)	<u>0,72</u> (66)	0,90	<u>0,50</u> (122)	<u>0,26</u> (122)	<u>0,24</u> (122)	-0,08	16	100

Нормативные значения физических свойств скифских глин.

Прикаспийская синеклиза

Глубина, м	W, доли ед.	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	ρ_d , г/см ³	e, доли ед.	S _r , доли ед.	W _L , доли ед.	W _p , доли ед.	I _p , доли ед.	I _L , доли ед.	φ^0	C, кПа	E, Па
Шурфы													
До 2,0 м	<u>0,16</u> (56)	<u>1,81</u> (56)	2,73	<u>1,56</u> (56)	0,75	0,58	<u>0,35</u> (56)	<u>0,19</u> (56)	<u>0,16</u> (56)	-0,18	-	-	-
2-5	<u>0,17</u> (90)	<u>1,81</u> (90)	2,76	<u>1,58</u> (90)	0,75	0,62	<u>0,35</u> (90)	<u>0,19</u> (90)	<u>0,16</u> (90)	-0,12	<u>22</u> (57)	<u>21</u> (57)	219
5-10	<u>0,17</u> (86)	<u>1,84</u> (86)	2,73	<u>1,58</u> (86)	0,73	0,64	<u>0,35</u> (86)	<u>0,19</u> (86)	<u>0,16</u> (86)	-0,12	<u>22</u> (32)	<u>42</u> (32)	298
10-15	<u>0,18</u> (12)	<u>1,90</u> (29)	2,75	<u>1,63</u> (29)	0,69	0,72	<u>0,36</u> (29)	<u>0,19</u> (29)	<u>0,17</u> (29)	-0,05	-	-	321

Литература

Ананова, Е.Н. Палинологические данные к вопросу о происхождении степей на юге Европейской равнины / Е.Н. Ананова // Ботанический журнал СССР. – 1954. - №3

Архангельский А.Г. Схема тектоники СССР. / А.Г. Архангельский, Н.С. Шатский // Бюлл. МОИП, отд. геол. - 1933. т. 11, вып.4

Багинская, Е.Н. О методике и первых результатах комплексных региональных геофизических исследований в Восточном Предкавказье / Е.Н. Багинская, Д.В. Несмеянов // В сб. Геология и нефтегазоносность юга СССР. М., 1965.

Берг, Л.С. Лесс как продукт выветривания и почвообразования / Л.С. Берг // Климат и жизнь, изд.2 Географгиз. М., 1947.

Богачев, В.В. Геологические наблюдения в бассейне р. Сал / В.В. Богачев // Изв. Геол. ком., №9, 1903.

Богачев, В.В. Апшеронская фауна в бассейне Азовского моря. / В.В. Богачев, В.П. Евсеев // Докл. АН, нов. сер., т. XXV, №9, 1939

Богачев, В.В. К вопросу о делении плиоцена и постплиоцена каспийского типа / В.В. Богачев // Ежегодн. по геол. и минер. России, т. XIII, 3-4, 1910.

Богачев, В.В. Краткий геологический очерк Ростовского округа / В.В. Богачев // Матер. по ест.-истор. обслед. р.-на деят. Известия Дон.-Куб.-Тер. Об-ва сельск. Хоз., вып. 1, 1914.

Богачев, В.В. Предварительный отчет о геологических исследованиях 1907-1908 гг. / В.В. Богачев // Изв. Геол. ком., №10, 1910.

Богачев, В.В. Пресноводная фауна Евразии / В.В. Богачев // Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 135, 1924.

Богачев, В.В. Пресноводные и наземные моллюски из верхнечетвертичных отложений бассейна р. Куры / Богачев, В.В. // Тр. Азерб. фил. АН, сер. геол., т. XIII, 1935.

Богданов, А.А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы) / Богданов А.А. // Советская геология. - 1964. - №9.

Бондарчук, В.Г. Каспийськклади північно-східнього узбережжя Озівського моря / В.Г. Бондарчук // Зб. пам. акад. П.А. Тутковського, т. II, 1931.

Васильев, Ю.М. Антропоген Южного Заволжья / Ю.М. Васильев // Тр. Геол. ин-та АН СССР. – 1961. вып.4.

Вахрушев, Г.В. О тектонике северной части Прикаспийской депрессии / Г.В. Вахрушев, А.П. Рождественский // Изв. Акад. наук СССР, серия геолог. – 1953. №4.

Веклич, М.Ф. Основные результаты изучения вещественного состава четвертичных (антропогенных) отложений юго-западной части Русской равнины / М.Ф. Веклич // В сб. Четвертичный период. Изд-во АН УССР, - 1961. вып.13,14,15.

Великовская, Е.М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии / Е.М. Великовская // Докл. АН СССР. – 1955. т.100, №6.

Великовская, Е.М. Красноцветные отложения плиоцена на территории

- СССР и зарубежной Азии / Е.М. Великовская // Докл. АН СССР, 1955, т.100, №6
Вознесенский, А.Н. Расчленение яруса красно-бурых глин, залегающих в северном районе левобережья Нижнего Днепра / А.Н. Вознесенский // Геол. журнал. - 1953, №4
- Вознесенский, А.Н.* Расчленение яруса красно-бурых глин, залегающих в северном районе левобережья Нижнего Днепра / Вознесенский, А.Н. // Геол. журнал. – 1953. №4.
- Вознесенский, А.Н.* Ритмичное сложение толщи лёссовых пород, залегающих в северной части Причерноморской впадины / А.Н. Вознесенский // Докл. АН СССР. – 1954. т.95, №3.
- Востряков, А.В.* Сыртовые отложения Саратовского Заволжья / А.В. Востряков // Тр.Саратовского ун-та, геолог. фак, 1959. вып.6.
- Герасимов, И.П.* Геоморфологический очерк Сыртовой области низкого Заволжья / И.П. Герасимов, А.Г. Доскач // Тр. Ком. по ирригации. – 1937. вып.7.
- Герасимов, И.П.* Современные латериты и латеритные почвы / И.П. Герасимов // Изв. АН СССР. сер. Геогр. – 1961. №2.
- Герасимов, И.П.* Основы почвоведения и географии почв / И.П. Герасимов, М.А. Глазовская. – М., Географгиз, 1960.
- Герасимова, И.П.* Геоморфологический очерк сыртовой части Заволжья / И.П. Герасимова, А.Г. Доскач. // Тр. Комиссии по ирригации, 1937. вып.7.
- Горецкий, Г.И.* Новые стоянки конца неолита и эпохи бронзы на террасах Нижнего Дона и маныча как геологические документы. / Г.И. Горецкий // Изв. Всес. геогр о-ва. – 1948.т.80, вып. 5.
- Горецкий, Г.И.* О нижней границе четвертичного периода / Г.И. Горецкий // Бюл. Моск. о-ва исп. Природы. отд. геол., - 1956. вып.4.
- Горецкий, Г.И.* Формирование долины Волги в раннем и среднем антропогене (аллювий пра Волги) / Г.И. Горецкий. - М., Изд-во Наука, 1966.
- Григорьевич-Березовский, Н.А.* Левантийские отложения Бессарабии и Молдавии / Н.А. Григорьевич-Березовский // Изв. Варшав. унив.- 1915.
- Грищенко, М.Н.* К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде / М.Н. Грищенко // Материалы по четвертичному периоду СССР. - 1952. вып. 3
- Грищенко, М.Н.* Корреляция четвертичных отложений бассейна Дона и Волги / М.Н. Грищенко // Тр. КИЧП АН СССР. - 1957. т. 13.
- Грищенко, М.Н.* Материалы к характеристике ледниковых отложений Донского ледникового языка / М.Н. Грищенко // Научн. Зап. Воронеж. лесотехн. ин-та. - 1961а. т. 24.
- Грищенко, М.Н.* Неогеновые и четвертичные террасы бассейны Дона / Грищенко, М.Н. // Бюлл. МОИП, отд. геол. - 1939. т. 17, вып.6.
- Грищенко, М.Н.* Стратиграфия покровных лёссовых суглинков бассейна Верхнего Дона / М.Н. Грищенко // Материалы Всес. совещ. по изучению четверт. Периода. - 1961б. т.2.
- Громов, В.И.* Изучение четвертичной фауны Северного Кавказа. / В.И. Громов // Вести. АН. - 1933. вып. 4.
- Громов, В.И.* Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на

территории СССР / В.И. Громов // Матер. по четверт. Периоду СССР. - 1936.

Громов, В.И. Некоторые итоги полевых исследований в 1935г. в районах Сухума, Пятигорска и Ростова. / В.И. Громов // Тр. Сов. Секц. Международ. Асоц. по изуч. четверт. Периода. - 1936. вып. II.

Громов, В.И. Новые данные о четвертичных и верхнечетвертичных млекопитающих Северного Кавказа / В.И. Громов // Тр. Сов. Секции Междунар. Асоц. по изуч. четверт. Периода.- 1937. вып. I.

Громов, В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР / В.И. Громов // Тр. ин-та геол.наук АН СССР. - М., 1948. - вып. 64, №17.

Громов, В.И. Проблемы множественности оледенений в связи с изучением четвертичных млекопитающих / В.И. Громов // Пробл. Сов. Геол. - 1933. -№7,

Громов, В.И. Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья / В.И. Громов // Тр. КИЧП АН СССР. - 1935. т. 4 вып.2.

Дмитриев, Н.И. О возрасте Днепровского и Донского ледниковых языков / Н.И. Дмитриев // Уч. Зап. Харьков. Ун-та. - 1948. т. 26.

Доскач, А.Г. Материалы к геоморфологической карте южного Заволжья и Прикаспийской низменности / А.Г. Доскач. // Геоморфологические исследования прикаспийской низменности. Изд-во Академии наук СССР, М., 1954.

Дубинский, А.Я. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна / А.Я. Дубинский // Материалы по геологии Европейской территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. Серия, вып. 14. М., 1956а.

Дубинский, А.Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса / А.Я Дубинский // Материалы по геологии Европейской территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 14, М., 1956 б.

Жидовинов, Н.Я. Верхнеплиоценовые отложения Астраханской области и Калмыцкой АССР / Н.Я. Жидовинов, А.А. Романов // В кн. Плиоценовые отложения прикаспийской впадины. Изд-во Саратовского ун-та, 1964.

Жуков, М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины / М.М. Жуков - М. -Л.: Изд. Акад. наук СССР, 1946.

Жуков, М.М. Четвертичные отложения Ергеней / М.М. Жуков // Тр. Всес. Науч.-исслед. Ин-та мин. Сырья, 1935. - вып. 84.

Заморий, П.К. Червонобури глины півдня УРСР / П.К. Заморий // Наук. зап. Київск. ун-ту, 1953. т. XII, вып.2.

Кавеев, Т.С. К вопросу о прохождении лессов на междуречье Дон-Маныч и Ергенях / Т.С. Кавеев // Докл. АН СССР, т. 95, вып.2

Казаков, М.П. Покровные образования Донского ледникового языка / Казаков М.П. // В сб. Вопросы геологии нефти и газа. - Тр. МИНХиГП, 1959. вып. 25.

Казаков, М.П. Литология и генезис покровных образований Донского ледникового языка / М.П. Казаков // Тр. Советской секции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. 1939. вып.4

Ковда, В.А. К новейшей истории Каспийской равнины / В.А. Ковда, Н.Н. Лебедев // - Изв. Акад. наук СССР, новая серия, 1933. №1

Ковда, В.А. Почвы Прикаспийской низменности (северо-западной части) /

В.А. Ковда - М.-Л.: Изд. Акад. Наук СССР, 1950.

Кожевников, А.В. К истории формирования долины р.Волги / А.В. Кожевников // В кн. Опыт и методика изучения геоморфологических и инженерно-геол. условий крупных водохранилищ. Изд-во МГУ, 1959.

Кожевников, И.И. Направление региональных геологических исследований в районах Прикаспийской впадины и ее обрамления / И.И. Кожевников // Тр. Союзной геолого- поисковой конторы Главгаза, 1960. вып. 1

Колесник, А.Л. Гидрологический очерк Манычской долины в районе Большого Лимана / А.Л. Колесник // Тр. Научно-исследовательского ин-та геол. при Сарат. Гос. унив., вып. 2-3, 1938.

Коненков, Д.М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования долины р.Дон / Д. М.Коненков // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1946. т. 21, вып.1

Конюшевский, Л. К вопросу о генезисе, дебите и составе лечебной серо-минеральной воды в буровой скважине г.Ейска / Л. Конюшевский // Сб. «Ейский курорт», 1915.

Крокос, В.И. Стратиграфия четвертичных отложений юго-западной части Донского ледникового языка / В.И. Крокос // Докл. Ан СССР, 1937. т. 24 (9), № 4-5.

Ласкарев, В.Д. Обзор четвертичных отложений Новороссии / В.Д. Ласкарев // Зап. об-ва сельск. хоз. Южн. России, 1919. т. 88-89, кн. 1.

Лунгерсгаузен, Л. О стратиграфической самостоятельности отдельных лёссовых горизонтов украинской степи / Л. Лунгерсгаузен // Изв. Гос. геогр. об-ва. 1934. т.66, вып. 6.

Лунгерсгаузен, Л. Фауна днестровских террас / Л. Лунгерсгаузен // Геол. журнал. - 1938. т. V, вып.4,

Мазарович, А.Н. Из области геоморфологии и истории рельефа Нижнего Поволжья / А.Н. Мазарович // Земледелие. кн. 3-4, т. 29, М.-Л., 1927.

Марков, К.К. Четвертичный период (ледниковый период-антропогенный период) / К.К.Марков, Г.И.Лазуков, В.А.Николаев. - Изд Московского университета, 1965. т. II

Мещеряков, Ю.А. Новейшая тектоника Среднего Прикаспия / Ю.А. Мещеряков // В кн. Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. Изд-во АН СССР, 1953.

Мещеряков, Ю.А. Об отражении в рельефе Русской равнины антиклинальных структур типа валов и Купалов / Ю.А. Мещеряков // Докл. Акад.наук СССР, 1951, т. 79, - №2.

Мирчинк, М.Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия / М.Ф. Мирчинк // Материалы по четвертичному периоду СССР, 1936. вып. 1.

Морозов, В.А. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Северного Прикаспия / В.А. Морозов // Уч. Зап. Сарат. ун-та, 1955. т. 46, вып. геол.

Москвитин, А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья / А.И. Москвитин // Тр. ГИН АН СССР, 1962. ВЫП.64.

Муратов, М. В. Основные структурные элементы альпийской геосинкли-

нальной области Юга СССР и некоторых сопредельных стран / М. В. Муратов // Изв. АН СССР, серия геол., №1

Муратов, М.В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказкой геосинклинальной области / М.В. Муратов // В кн. Труды совещания по тектонике альпийских геосинклинальных областей Юга СССР. Баку: Изд-во АН Азерб.ССР, 1956.

Неволин, Н.В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных / Н.В. Неволин - М.-Л., 1951.

Неуструев, С.С., Архангельский А.Д. Геологическое строение Общего Сырта в пределах Новокузнецкого уезда Самарской губернии / С.С. Неуструев, А.Д. Архангельский // Ежегодник геол. и мин. России, 1907, т. IX, вып. 1-2

Неуструев, С.С. Новоузенский уезд. Геологический и почвенный очерк / С.С. Неуструев, А. Безсонов //— Материалы для оценки земель самарской губернии. - Самара, 1909.

Неуструев, С.С. Николаевский уезд. Геологический и почвенный очерк / С.С. Неуструев, Л.И. Прасолов // Материалы для оценки земель Самарской губернии. - Самара, 1903.

Николаев, Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низменности и Нижнего Поволжья / Н.И. Николаев //Сб. стратиграфия четвертичных отложений и новейшей тектоники Прикаспийской низменности. Изд-во АН СССР, - М., 1953.

Николаев Н.И. К вопросу о тектонике и стратиграфии Саратовского и Самарского Заволжья / Н.И. Николаев // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933

Николаев Н.И. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья / Н.И. Николаев //Тр. Ком. По изуч. четвертичн. периода, 1935, т. 4, №2

Отчет об инженерно-геологических изысканиях по Саратовскому каналу/ Том I //Балашова Т.В., Зерщикова З.П., Панов Ю.И. и др. – Волгоград, 1972.

Павлов, А.П. Неогеновые и послечетвертичные отложения Южной и Восточной Европы / А.П. Павлов // Матер. Геол. отд. об-ва любит. естеств., антропол. и этногр., 1925. вып.5.

Пантелеев, Ф.П. Шар-Булак и Белая Глина южных Ергеней / Ф.П. Пантелеев, Н.Ю. Успенская // Тр. Геол. служ. Грознефти, вып. 7, - 1937.

Первые результаты бурения Аралсорской опытно-опорной скважины в прикаспийской впадине / Чарыгин М.М., Васильев Ю.М., Филипчук Б.А., Шлейфер А.Г., Ли К.А., Прошляков Б.К., Богачев М.И., Парамонов В.И., Гибшман Н.Б. // Геология нефти и газа. - 1966. №4.

Перельман, А.И. К вопросу о геохимических условиях формирования красноцветной формации / Перельман А.И. // Докл. АН СССР, 1954, т.94,№2

Подгородниченко, В.И. О границе между третичным и четвертичным периодами в связи с проблемой возраста скифских глин / В.И. Подгородниченко // Мат-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертичн. ер., т.2. Изд-во АН СССР - М., 1961.

Подгородниченко, В.И. Стратиграфическое положение границ между третичным и четвертичным периодами и возраст скифских глин / В.И. Подгородни-

- ченко // В кн: Сборник материалов по геологии и полезным ископаемым Нижнего Дона и Нижней Волги. - Ростов-на-Дону, 1959.
- Полынов, Б.Б.* Красноземная кора выветривания и ее почвы / Б.Б. Полынов // Почвоведение.- 1944, №1
- Попов, Г.И.* О возрасте и генезисе скифских глин Юга Европейской части СССР / Г.И. Попов // Тр. Новочеркас. политехнич.ин-та, т.ХVII. Новочеркасск, 1948
- Попов, Г.И.* Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения Нижнего Дона и северо-восточного Приазовья / Г.И. Попов // В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья, сб. XXII. Изд-во АН СССР, М.-Л., 1947.
- Православлев, П.А.* Геологические исследования в области Южных Ергеней в 1929г. / П.А. Православлев // Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. «Б», вып. 5, 1932.
- Православлев, П.А.* К вопросу об ергенинских песках / П.А. Православлев // Уч. зап. Ленингр. унив., №21, 1939.
- Родзянко, Г.Н.* Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней / Г.Н. Родзянко // В кн.: Сборник материалов по геологии и полезным ископаемым Нижн. Дона и Нижн. Волги. - Ростов-на-Дону, 1959.
- Розанов А.Н.* Особенность морфологии и структуры Заволжья / А.Н. Розанов // Сов. геол. – 1946. - №11
- Ромоданова, А.П.* Лессовые породы Причерноморья / А.П. Ромоданова // Тр. Ин-та геол. АН УССР, сер. геоморф. и четв. геол., вып.1. - Киев, 1957.
- Саваренский, Ф.П.* «Сыртовые» глины Заволжья в бассейне рек Большого и Малого Узеней / Ф.П. Саваренский // Моск.об-ва испыт. природы, отд. Геол., 1927, т.5 (1).
- Саваренский, Ф.П.* Гидрологический очерк Заволжья / Ф.П. Саваренский // Тр. Гл. геол. развед. упр., 1931, вып.44.
- Самодуров, П.С.* Минералогия и генезис лессовых и красноцветных пород юго-западных областей СССР / П.С. Самодуров // чч. I-III. Якутск, 1957.
- Седлецкий, И.Д.* Коллоидно-деспенсные минералы и генезис песчаного лёсса возвышенности Карабиль в Туркмении / И.Д. Седлецкий // Докл. АН СССР, 1952, т.86, №4.
- Синцов, И.Ф.* О некоторых новых колодцах / И.Ф. Синцов // Зап.Минерал. об-ва, т.45, 1907.
- Соколов, В.Л.* Миусский лиман и возникновение лиманов южной России / В.Л. Соколов // Зап. Минералог. Об-ва, т. 40, 2-я сер., 1900.
- Соколов, В.Л.* О перспективах открытия крупных месторождений газа в солянокупольных районах междуречья Волги и Урала / В.Л. Соколов, Г.Н. Кричевский // Геология нефти и газа. - 1966. - №4.
- Соколов, Н.А.* Геологические исследования части Донской области между Азовским морями Владикавказской ж.д. / Соколов Н.А. // Изв. Геол. ком., 1903. - №4
- Соколов, Н.А.* К истории причерноморских степей с конца третичного периода / Соколов Н.А. // Почвоведение, 1904. - №2 и №3
- Тектоника и нефтегазоносность востока Русской платформы / Л.Н. Розанов,*

Р.Б. Сейфуль-Мулюков, Л.Э. Левин, Г.Б. Сальман. – М., 1965.

Толковый словарь английских геологических терминов Под ред. М.Гери, Р. Мак-Афи мл., К.Вульф. перевод с английского д-ра геол.-мин. Наук Л.П. Зонешайна. М.: «Мир», 1977

Федоров, П.В. О четвертичной истории Каспийского моря / П.В. Федоров // Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946, вып. 6.

Фридлянд, В.М. О подзолисто-желтоземных почвах Закавказья и Закарпатья / В.М. Фридлянд // Докл. АН СССР. - 1952. т.83. - №4.

Хмелевская, Л.В. К вопросу о возрасте и генезисе косослоистых песков окрестностей г.Ростова на Дону / Л.В. Хмелевская // Изв. Сев.-Кавк. Гос. Унив., т. II, 1927.

Хохловкина, В.А. Террасы Азовского побережья между г.Ростовом и г.Тагонрогом / В.А. Хохловкина // Тр. Инст. Геол. наук АН, 1940. вып. 28.

Шерстюков Н.М. О новых находках ископаемых слонов в Приазовье / Н.М. Шерстюков // Бюлл. Сев.-Кав. бюро краевед. - 1926. - №5-7.

Шерстюков, Н.М. Палеонтологические находки млекопитающих третичного и послетретичного периода на Северном Кавказе с 1924 по 1927г. Бюлл. Сев. Кав. бюро краевед., №1-6, 1927.

Шульц, С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня / С.С. Шульц. - Географ гиз, 1948.

Щербина, В.Н. Минеролого-петрографические и генетические особенности третичных континентальных соляносых и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня / В.Н. Щербина. - Изд-во АН КиргССР, Фрунзе.- 1956.

Щукина, Е.Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение в определении возраста и генезиса / Е.Н. Щукина // В.кн. Кора выветривания. Изд-во АН СССР, М., 1956. т.2.

Яковлев, С.А. артезианские воды г.Краснодара / С.А. Яковлев // Тр. совета по обл. и изучен. Кубан. Края, 1922.

Glossary of geology with of foreword by Ian Campbell Margaret Gary, Robert Ms Afee Ir., Carol L. Wolf, editors American Geological Institute Washington, D.C. 1972

Halavats, J. Die geologischen Verhältnisse des Alföld zwischen Donau und The-iss. Mitth. d. jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XI, 1897

Lörenthey, E. Neuere Daten über die geologischen Verhältnisse der Lignitbildung des Székler-Landes. 1895

Научное электронное издание

Синяков Владимир Николаевич
Кузнецова Светлана Васильевна
Махова Светлана Ивановна
Полянская Виктория Николаевна

**СКИФСКИЕ ГЛИНЫ: РАСПРОСТРАНЕНИЕ,
СОСТАВ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА**

Публикуется в авторской редакции

Систем. требования: PC 486 DX-33; Microsoft Windows XP; Internet Explorer 6.0; Adobe Reader 6.0

Подписано в свет 07.04.2014.

Гарнитура «Таймс». Уч.-изд. л. 8,5. Объем данных 1,7 Мбайт.

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Волгоградский государственный архитектурно-строительный университет»
400074, Волгоград, ул. Академическая, 1
<http://www.vgasu.ru>, info@vgasu.ru