

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

**ИЗВЕСТИЯ
КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

Серия геологических наук

№ 2



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1954

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ИЗВЕСТИЯ
КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА
АКАДЕМИИ НАУК СССР

Серия геологических наук

№ 2



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1954

алевритовых (от 0,1 до 0,01 мм) — от 0,75 до 29,56% и глинистых (<0,01 мм) — от 36,08 до 96,13%; в) выход тяжелых минералов из смешанных песчаных и алевритовых фракций (от 0,25 до 0,01 мм) колеблется от 0,03 до 6,5%; г) ведущую роль в составе тяжелых минералов играет пирит (7,35—95%) диа-катагенетического происхождения; д) по растворении пирита азотной кислотой в остатке, принятом за 100, эту роль играют: гидрогетит (4,17—47,69%), ангидрит (10,84—25,15%), целестин (10,62—18,80%), иногда флюорит (22,35—50%), т. е. минералы главным образом хемогенного происхождения, второстепенную — корунд (0,37—25%), черные рудные (0,5—6,4%), иногда эпидот-цоизит (0,19—2,88%), циркон (0,21—3,85%), хлоритонд (0,8—8%), зеленая слюдка (до 2,31%), мусковит (0,5—8%), акцессорную (в долях процента) — гранат, рутил, анатаз, биотит, зеленая роговая обманка, глаукоцит; е) ведущую роль в составе легких минералов играют: ангидрит (10,68—99%), гипс (1,5—85,23%) и подчиненную — кварц, мусковит, иногда опал, полевые шпаты, лейцит и какие-то сильно выветрелые, точнее не определимые минералы.

III. Выделения сульфатитов среди фаменских отложений на означенной территории являются характерной особенностью для нижней известняково-доломитовой свиты. Они прослеживаются, судя по имеющимся керновым материалам, по всему разрезу. Местами же сульфатиты наблюдаются в виде довольно мощных линз, например, у сел. Резяпкино — мощностью до 10,5 м (с тонкими прослойками доломита), у сел. Ерыклы — до 1,2 м, у сел. Алтунино — до 5,5 м, вблизи пос. Шугурово и в других местах. Как правило, мелкие обособленные выделения сульфатитов распределяются по разрезу свиты неравномерно и прослеживаются в ней, исключая прослойки известняков, от самого основания до ее верхов. Таким образом, в отличие от воронежского и московского девона, скопления сульфатитов на востоке Татарии и в западной Башкирии отмечаются не в верхней свите, соответствующей данково-лебедянским слоям, а в нижней известняково-доломитовой свите. Этот факт свидетельствует о перемещении скоплений сульфатитов по разрезу фаменского яруса на Русской платформе снизу вверх при движении с востока на запад.

IV. Полная распространенность сульфатитов в нижней известняково-доломитовой свите фамена в пределах Татарии и западной Башкирии сейчас не может быть охарактеризована, так как проходка разбуриваемых скважин в большинстве случаев ведется в этой карбонатной толще без отбора кернов. В распоряжении авторов для изучения были выделения сульфатитов из следующих пунктов: 1) сел. Ардатовка в западной Башкирии (из нижней части свиты), 2) пос. Шугурово (из верхней и нижней частей), 3) сел. Тукмак (из верхней части), 4) сел. Резяпкино (из нижней части), 5) сел. Ерыклы (из средней и нижней частей) и 6) сел. Алтунино (из средней и нижней частей).

V. В составе выделений сульфатитов из известняково-доломитовой свиты у указанных пунктов отмечаются: ангидрит, гипс, целестин, а также доломит, флюорит и пирит. Из них наибольшее распространение имеет ангидрит. Он слагает всегда главную массу сульфатитов и прослеживается повсюду. Гипс имеет подчиненное развитие. Все остальные минералы должны рассматриваться как спутники первых двух. Они встречаются среди ангидрита и гипса лишь в виде исключений и притом в малых количествах. Из спутников более распространен доломит. Наличие включений его установлено, исключая сел. Резяпкино, повсюду. Включения целестина наблюдаются вблизи селений Резяпкино, Тукмак, Алтунино, Ардатовка и пос. Шугурово; флюорита — у пос. Шугурово и в районе селений Ерыклы, Тукмак, Ардатовка; пирита — у сел. Ерыклы.

Под микроскопом видно, что индивидуумы ангидрита в стяжениях и более крупных скоплениях имеют форму либо изометрических зерен величиной от 0,005 до 0,8 мм, либо иголочек — брусков, достигающих в направлении вытянутости 0,6 мм. Первые из них характеризуются, как правило, неправильной формой. Редко они имеют форму прямоугольников, разбитых трещинками спайности на прямоугольные сегменты. Иголочки ангидрита с боков имеют обычно резкие прямые контуры, а на концах — случайные очертания. Эти иголочки, как правило, также разбиваются трещинками спайности на прямоугольные сегменты. Зерна и иголочки ангидрита почти всегда прослеживаются совместно, но в разных количественных сочетаниях. Обособленные включения ангидрита в доломитах имеют нередко форму вытянутых прямоугольников. Из последующих процессов изменения у ангидрита следует отметить:

1. Рекристаллизацию в сторону укрупнения индивидуумов; об этом свидетельствуют: а) наличие включений мелких зерен в иголочках и брусках его; б) захват в более крупные бруски участков мелкозернистого агрегата его; в) присутствие реликтовых стадий «поедания» мелкозернистого ангидрита на стыке с появляющимися более крупными его индивидуумами.

2. Гидратацию с образованием гипса; об этом свидетельствуют: а) явления замещения ангидрита в приконтактной зоне гипсом; б) наличие реликтовых обрывков ангидрита в гипсе.

3. Механическую деформацию ангидрита; об этом свидетельствуют: а) волнистое погасание у индивидуумов его; б) обвальцовывание зерен прямоугольных очертаний с появлением вокруг них ореола из тонкозернистого ангидрита; в) разрыв их по спайности с явлениями трансляций; г) изогнутость у иголок и смятие их.

Первые два процесса авторы склонны относить к стадии диагенеза в осадконакоплении, а последний ими рассматривается как эффект позднейшего происходивших каких-то тектонических движений.

Индивидуумы гипса под микроскопом имеют форму либо неправильно ограниченных зерен, либо листочков с весьма прихотливыми контурами. Размер у них колеблется в пределах 0,01—0,7 мм. Появление гипса вызвано повсюду гидратацией ангидрита. На нем также фиксируются явления механической деформации. Проявляются они, в частности, у листочков в искривлениях и разрывах.

Доломит внутри ангидрита и местами среди гипса всегда имеет форму правильно ограниченных ромбоэдров величиной около 0,02—0,08 мм. Углы и ребра у них очень часто как бы «зализаны». В большинстве случаев ромбоэдры у периферии обладают микроразнональностью, а внутри содержат повсюду рассеянные тонкие илистые частицы, обуславливающие в этой части их иногда сильно выраженную мутноватость.

Целестин и флюорит относятся к характерным спутникам ангидрита и гипса. Присутствие их для нижнефаменских отложений описываемого района отмечается впервые. Целестин под микроскопом устанавливается в виде неправильно ограниченных зерен величиной до 0,1 мм и мелких агрегатных скоплений их.

Флюорит представлен, как правило, «зализанными» кубиками, иногда со следами спайности по октаэдру, срезающей углы. Величина кубиков не превышает 0,3 мм.

Пирит установлен у сел. Ерыклы и пос. Шугурово в виде более поздних выделений и отмечается главным образом в местах, где ангидрит подвергся битумизации.

VI. Проявление «засолонения» в нижнефаменских отложениях дальше стадии садки ангидрита не шло. Обмеление нижнефаменского моря и концентрация морской воды в нем лимитировались в своем развитии

либо стадией образования доломита, либо временами садкой сульфатитов. Происходило это здесь на широкой площади с той или иной изменчивостью во времени и пространстве, а также с теми или иными вариациями в минеральном составе опутников и количестве их накопления. В последовательности кристаллизации хомогенных образований резких перерывов не было. Садка происходила последовательно и отчасти, по-видимому, одновременно с некоторым лишь запаздыванием одних соединений по отношению к другим. По времени более продолжительными были, видимо, первая фаза выделения доломита и более поздняя — ангидрита. К концу первой стадии кристаллизации и началу второй приурочивается местами выделение целестина и флюорита.

VII. Установленная минеральная ассоциация в нижней части фаменских отложений на востоке Татарии и в прилегающей западной части Башкирии, представленная в основном сульфатитами — ангидритом, гипсом, целестином в сопровождении доломита, флюорита, пирита, и их соотношение в последовательности выделения весьма сходны с теми же образованиями и той же последовательностью в появлении, какие прослеживаются на этой территории среди нижнепермских осадков. Это обстоятельство позволяет считать, что фаменское море в первой половине своего существования подвергалось также временами обмелению и засоленению, вызывавшему хомогенную садку сульфатитов и флюорита. Однако количественное выражение самосадочных образований в нижнюю половину фамена было на территории востока Татарии и запада Башкирии более ограниченным.

Г. Л. МИРОПОЛЬСКАЯ

НЕКОТОРЫЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ К ИЗУЧЕНИЮ ЛИТОЛОГИИ БАВЛИНСКОЙ СВИТЫ У д. БАВЛЫ

I. В районе д. Бавлы, на востоке Татарии, над породами кристаллического фундамента были установлены в 1945 г. «немые» терригенные отложения. Среди них А. Я. Виссарионова и М. Ф. Микрюков¹ выделили в 1946—1947 гг. элювий кристаллического фундамента и две литологические толщи — нижнюю песчанистую и верхнюю глинистую — под общим названием бавлинской свиты, по возрасту более древние, чем живетские отложения. В 1949 г. К. Р. Тимергазин разбил осадки бавлинской свиты на три литологические разновозрастные пачки: аркозовую, кварцевую и полимиктовую, условно относимые им к нижнему и среднему девону и сопоставляемые с ашинской свитой ($D_1 + D_2$). Отложение их происходило, по его мнению, в разных, преимущественно континентальных, условиях. Аркозовую пачку К. Р. Тимергазин рассматривал как фацию предгорий, кварцевую — как аллювиальные осадки, а полимиктовую — как отложения морского побережья или дельты.

На основании новых фактов, выявленных в 1949—1950 гг. при детальном литологическом исследовании пород бавлинской свиты по двум скважинам в районе д. Бавлы, появилась возможность по-иному осветить условия образования ее осадков.

Наши данные еще не могут претендовать на полноту освещения. Они должны рассматриваться лишь как некоторое обоснование к пересмотру установленных взглядов и стимулировать дальнейшее изучение отложений бавлинской свиты с целью выявления новых фактов для более аргументированных выводов.

II. В районе д. Бавлы отложения бавлинской свиты налегают на размытую выветрелую поверхность кристаллического фундамента. Последний здесь сложен биотито-полевошпатовыми или биотито-гранато-полевошпатовыми гнейсами. Амплитуда колебания кровли кристаллического фундамента по ряду скважин достигает 588,6 м. При этом элювий кристаллического фундамента в одной из изученных скважин имеет мощность 29,0 м, а в другой не прослежен из-за отсутствия kernового материала.

Отложения бавлинской свиты по литологическому составу четко разбиваются на три пачки (начиная снизу): аркозовую, кварцевую и полимиктовую.

III. Аркозовая пачка складывается в нижней части песчаниками, выше сменяющимися аргиллитами. Песчаники — аркозовые, доломитистые,

¹ Имеются в виду рукописные работы.

неравномернозернистые, плохо отсортированные, участками грубозернистые, с преобладанием зеленовато- и розовато-серых окрасок над красновато-коричневыми. В верхней части пачки развиты преимущественно красновато-коричневые, пятнами зеленовато-серые, сланцеватые аргиллиты, содержащие неотсортированный обломочный материал от пелитовых частиц до гравия, с редкими прослойками и участками описанных выше песчаников. В составе легких фракций как тех, так и других преобладают полевые шпаты (30—60%), а среди последних — ортоклаз, микроклин, реже — кислые плагиоклазы и разрушенные зерна их (25—65%). Количество полевых шпатов и особенно разрушенных зерен вверх по разрезу возрастает. Реже отмечаются зерна кварца (2—13%), листочки мусковита (1—2%), зерна кварцита и в песчаниках органогенных известняков с фауной, по определению И. А. Антропова, примитивных фораминифер. Тяжелые минералы, составляющие во фракциях 0,25—0,01 мм 0,16—0,66%, представлены рудными минералами — ильменитом, титаномагнетитом, магнетитом (39—51%), устойчивыми минералами (21—24%), измененными титансодержащими минералами (9—18%), слюдами (3—12%) — мусковитом, биотитом, зелеными слюдками — гидрогетитом (3—8%), турмалином (4—5%) и некоторыми другими, среднее содержание которых в пачке приведено в табл. 1.

Обломочный материал характеризуется почти полным отсутствием окатанности зерен, наличием у некоторых из них следов метаморфизма, в частности волнистого погасания у кварца, и значительной выветрелостью зерен полевых шпатов, количественно увеличивающихся кверху пачки.

Цементом в песчаниках служит пелитоморфный, местами мелкозернистый доломит. Обычно цемент является базальным. В нем отмечаются: 1) неясные остатки микрофауны; 2) какие-то сфериты радиально-лучистого строения, возможно, тоже органогенного происхождения. Изредка эти образования отмечаются и в аргиллитах. Содержание растворимых компонентов в песчаниках, благодаря значительной роли доломитового цемента, достигает 36%. Глинистый материал в песчаниках играет незначительную роль, обособляясь в виде участков неправильных контуров, микролинзочек, чаще же тончайших промазок вокруг зерен обломочного материала. Глинистый материал, составляющий основную массу аргиллитов, почти нацело раскристаллизован в тонкочешуйчатый агрегат каких-то точнее неопределимых глинистых минералов спутанночешуйчатого строения. Он в большинстве случаев сильно обогрен гидроокисями железа.

Весь комплекс отмеченных особенностей свидетельствует об отложении песчаников и аргиллитов скорее всего в условиях водной среды, в каком-то мелководном бассейне, в непосредственной близости от источника сноса. В последнем одновременно с накоплением неотсортированного и неокатанного обломочного материала, по составу близкого к породам кристаллического фундамента, происходила садка карбонатного, повидимому известковистого, материала, позднее превратившегося в доломит. Несколько особо стоит вопрос в отношении обломков органогенных известняков. Наличие их, притом со слабо окатанной формой, заставляет высказать два предположения: а) либо о привносе их с востока; б) либо о размыве местных карбонатных пород, которые были где-то вблизи, но до сих пор еще не установлены. Однако с привносом их из отдаленных областей мало согласуется слабая окатанность зерен органогенных известняков и сильно расчлененный рельеф кристаллического фундамента — дна бассейна, в пониженных формах которого и происходило отложение мощных осадков этой пачки (от 61 до 161 м).

IV. Непосредственный контакт аркозовой пачки с выше лежащей кварцевой из-за отсутствия кернового материала проследить не удалось. Несмотря на это, по мнению автора, кварцевая пачка налегает на аркозую с размывом. О последнем свидетельствуют: 1) иной литологический состав пачек; 2) сильная разрушенность зерен полевых шпатов в верхней части аркозовой пачки; 3) обогащение обломочного материала в подошве кварцевой пачки зернами полевых шпатов в результате размыва ниже лежащих отложений и их перетолжения; 4) наличие в основании кварцевой пачки тонких прослоек грубозернистого песка и гравия кварцевого и кварцитового состава.

Осадки кварцевой пачки имеют по изученным скважинам почти одинаковую мощность (235—236 м). Эта пачка складывается песчаниками в верхней части с единичными прослойками алевролитов. Песчаники, как правило, мелкозернистые или неравномернозернистые, реже среднезернистые, косослоистые, окрашенные в сиреневато-красно-бурые тона, вследствие неодинаковой степени обохивания, иногда пятнистые. Реже они розоватые, зеленовато-серые, сиреневатые преимущественно в нижней части разреза. Песчаники и алевролиты характеризуются, в отличие от аркозовой пачки, относительно хорошей отсортированностью обломочного материала, особенно значительной в верхней и нижней частях разреза пачки, и его окатанностью, несколько более заметно выраженной лишь вверху разреза. Зерна терригенного материала здесь в основном неправильные угловатые, реже изометрические и удлиненные. В последнем случае они ориентированы параллельно слоистости. В нижней части разреза пачки зерна корродированы и регенерированы.

По составу обломочного материала песчаники и алевролиты относятся к типу почти мономинеральных — кварцевых. Кварц в них составляет 81—100%, а незначительную примесь — зерна кварцита и более редко встречающиеся минералы тяжелых фракций (0,11—0,21%). В составе последних отмечаются: циркон (3—57), ильменит-магнетит (9—67%), измененные титансодержащие минералы (1—37%), анатаз разнообразных окрасок с явлениями вторичного нарастания (1—20%), турмалин (1—19%) и другие. Среднее содержание их по пачке приведено в табл. 1.

Цемент в алевролитах и песчаниках представлен в основном опалом, в разной степени раскристаллизованным, в меньшем количестве — глинистым материалом чешуйчатого строения, гидроокислами железа, местами битумом и другими продуктами нефти, а иногда и сидеритом.

Осадкам кварцевой пачки свойственны некоторые особенности: 1) состав обломочного материала легких фракций и отчасти тяжелых свидетельствует об ином источнике сноса, чем в подстилающих образованиях, и происходит, вероятно, за счет разрушения в основном магматических пород; 2) по сравнению с осадками аркозовой пачки, обломочный материал относительно лучше отсортирован и в некоторой степени окатан, особенно в верхней части разреза, что указывает на более значительную транспортировку его; 3) опаловый (кремнеземистый) состав цемента в песчаниках свидетельствует об отложении песчаников и алевролитов в условиях кислой среды с пониженным значением рН.

V. На отложения кварцевой пачки налегают осадки полимиктовой пачки. Они представлены разнозернистыми, плохо отсортированными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися между собой, в верхней части с прослойками органогенных криноидных доломитов. Терригенные породы окрашены в зеленовато-серые тона, интенсивность которых возрастает с увеличением глинистости. В последовательности наложения осадков кластического ряда отмечается ритмичность. Проявляется она в трехкратном повторении определенной последовательности пород.

Таблица 1

| | Название пачки | | |
|---|----------------|-----------|-----------|
| | полимиктовая | кварцевая | аркозовая |
| Мощность пачки (в м) | 81—206 | 235—236 | 61—161 |
| Содержание п/остатков (в %) | 82,79 | 98,59 | 77,53 |
| Содержание в породе (в %): | | | |
| растворимых компонентов | 17,21 | 1,41 | 22,47 |
| > 0,50 мм | 2,04 | 3,64 | 2,27 |
| 0,50—0,25 мм | 5,30 | 27,13 | 3,08 |
| 0,25—0,10 мм | 23,42 | 38,40 | 3,03 |
| 0,10—0,05 мм | 17,03 | 9,70 | 12,61 |
| 0,05—0,01 мм | 9,55 | 3,73 | 19,29 |
| < 0,01 мм | 25,45 | 15,99 | 37,25 |
| Выход (в %) тяжелых минералов из фракций | | | |
| 0,25—0,01 мм | 2,98* | 0,09 | 0,41 |
| пирит** | 23,36 | 5,62 | 1,76 |
| Содержание тяжелых минералов (в %): | | | |
| магнетит-ильменит | 20,91 | 22,31 | 45,44 |
| гидрогетит | 0,39 | 2,04 | 5,49 |
| эпидот-цоизит | 0,75 | 2,29 | 0,45 |
| гранат | 31,04 | 0,08 | — |
| титанит | 0,30 | 0,87 | 0,15 |
| Титансодержащие: | | | |
| рутил | 5,13 | 1,29 | 1,04 |
| анатаз | 7,17 | 8,18 | 0,75 |
| брукит | 0,02 | 0,01 | — |
| измененные титансодержащие | 4,09 | 18,35 | 13,65 |
| никотит | 0,23 | 0,03 | — |
| турмалин | 2,34 | 7,73 | 4,64 |
| хлорит | 0,04 | — | — |
| хлоритонд | 0,13 | 0,03 | — |
| биотит | 0,92 | 0,77 | 1,06 |
| мушкетер | 1,89 | 0,35 | 5,90 |
| зеленые слюды | 0,24 | 0,03 | 0,59 |
| ставролит | 0,03 | 0,03 | — |
| дистен | — | 0,01 | — |
| зеленая рогов. обманка | 0,04 | 0,17 | 0,60 |
| актинолит | — | 0,02 | 0,15 |
| арфведсонит | 0,07 | 0,13 | 0,15 |
| корунд | 1,54 | 0,39 | — |
| энстатит | — | 0,01 | — |
| диопсид | — | 0,005 | — |
| глаукоцит | 0,01 | 0,005 | — |
| ангидрит | 0,08 | 0,07 | 0,30 |
| целестин | — | 0,04 | — |
| зеленый минерал (?) | 1,26 | 6,28 | 0,61 |
| буро-красный минерал (?) | 0,36 | 1,37 | — |
| самородная медь | 0,03 | — | — |
| выветрелые зерна | 1,00 | 1,47 | 0,84 |
| Прочие минералы | 19,99 | 25,64 | 18,19 |
| Содержание легких минералов (в %): | | | |
| кварц | 37,59 | 96,22 | 7,51 |
| кремень | 0,14 | 1,09 | — |
| халцедон | 0,03 | — | — |
| опал | 0,14 | 0,04 | — |
| ортоклаз | 40,36 | 0,12 | 33,23 |
| плагноклазы | 2,78 | 0,03 | 5,19 |
| микроклин | 2,44 | 0,10 | 6,88 |
| мушкетер | 0,44 | 0,08 | 1,61 |
| биотит | — | 0,004 | 0,26 |
| зеленая слюдка | 0,03 | 0,003 | 0,14 |
| новообразования свободного кремнезема (?) | — | 1,62 | — |
| выветрелые | 16,05 | 0,693 | 45,18 |

* Повышенный выход тяжелых минералов вызван скоплением пирита.
 ** Пирит в подсчет терригенных компонентов не входит.

а именно: грубозернистые песчаники постепенно сменяются мелкозернистыми, затем алевролитами и аргиллитами с теми или иными отклонениями. Обломочный материал в этих породах плохо отсортирован, особенно в песчаниках, и почти не окатан.

Состав легких фракций из терригенных пород этой пачки характеризуется приблизительно одинаковым содержанием полевых шпатов (15—67%) и кварца (28—64%) с примесью кварцита и разрушенных зерен, повидимому, полевых шпатов (1—52%). Минералы тяжелых фракций составляют 0,04—0,32%. В составе их микрокоррелятивом является гранат (гроссуляр, реже альмандин, иногда спессартит), зерна которого сильно метаморфизованы (13—71%). Реже отмечаются магнетит — ильменит (10—35%), устойчивые минералы — рутил и другие (4—52%), анатаз (2—13%), слюды (0,3—11%) и другие. Минералогический состав обломочного материала в этой пачке близок к составу пород кристаллического фундамента в большей степени, чем в аркозовой.

Цемент в породах полимиктовой пачки представлен кальцитом и глинистым материалом, раскристаллизованным до чешуйчатого агрегата каких-то глинистых минералов, содержащих большое количество чешуек мушкетера, биотита, зеленых слюд, хлорита и серицита. В аргиллитах глинистый материал составляет основную массу породы.

Прослойка карбонатных пород, в частности доломита из верхней части разреза полимиктовой пачки, обладают органогенной структурой, сильной перекристаллизацией, приуроченной в основном к членикам криноидей и другим неясным остаткам фауны.

Контакт полимиктовой пачки с ниже- и вышележащими отложениями, ввиду отсутствия kernового материала, не ясен. Однако иной литологический облик пород, слагающих полимиктовую толщу, и резкие колебания мощности ее (81—206 м) указывают на вероятность перерыва в осадконакоплении как до, так и после их отложения.

Выявление прослоек карбонатных пород, наличие ритмичности в осадконакоплении и кальцитовый цемент в породах свидетельствуют об отложении осадков этой пачки в условиях морского побережья, которое в результате неоднократных колебательных движений подвергалось то обмелению, то углублению. Накопление осадков происходило в основном за счет разрушения пород кристаллического фундамента. Это подтверждается одинаковым минералогическим составом, плохой отсортированностью обломочного материала и окатанностью его.

6. Таким образом, прежние представления о бавлинской свите в основном как о континентальных отложениях противоречат отмеченным новым фактам, указывающим, что осадки нижней — аркозовой и верхней — полимиктовой пачек отлагались в условиях водной среды, в частности прибрежно-морской. Тем самым подтверждается высказанный в 1949 г. взгляд Л. М. Миропольского о различных условиях формирования осадков, входящих в состав бавлинской свиты, в том числе и прибрежно-морских. Автором выделенные литологические пачки условно синхронизируются с ашинской свитой, установленной на западном склоне Урала, возраст которой С. М. Домрачев, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948) определяют от нижнего девона до эйфеля включительно.

ЛИТЕРАТУРА

Домрачев С. М., Мелешенко В. С. и Чочиа Н. Г. Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-Тау. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.

И. А. АНТРОПОВ

ОБ ОСТАТКАХ *CUPRESSOCRINUS* И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ
 ЗНАЧЕНИИ В ДЕВОНЕ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ
 НЕФТЕНОСНОЙ ОБЛАСТИ

В настоящее время некоторыми палеонтологами специально изучаются ископаемые остатки различных частей скелета *Crinoidea*. Наиболее часто и в изобилии в породах встречаются остатки стеблей, в то время как находки крон сравнительно редки. Изучение различных остатков морских лилий имеет своей конечной целью: во-первых, выяснение возможности определения рода и вида не только по целой кроне и главным образом чашечке, но и по остальным частям скелета; во-вторых, применение морфологической классификации к обломкам скелета и установление их пригодности для стратификации и корреляции разрезов.

По ряду специальных вопросов автор консультировался у Н. Н. Яковлева, которому искренне благодарен за полученные указания.

* * *

При изучении девонских отложений центральной части Волго-Уральской области нами было обращено внимание на обилие среди остатков стеблей криноидей—члеников с своеобразными питательными каналами. Скопления их являются существенной составной частью прослоек карбонатов в живетском ярусе. Особенно богаты этими члениками так называемые «нижний» и «средний» известняки, являющиеся часто по существу криноидными.

Материалом для помещаемого ниже описания послужили отпрепарированные целые членики и шлифы из содержащих их пород.

ОПИСАНИЕ

Членики с четырехлопастным каналом

(табл. I, 1—3)

Членики имеют цилиндрическую форму с округлым, иногда слабо угловатым поперечным сечением. Последним открывается четырехлопастной канал, состоящий из сравнительно большого центрального канала и четырех крестообразно примыкающих к нему боковых каналов меньшего диаметра. Боковые каналы отделены от центрального очень тонкими, возможно не сплошными, перегородками (табл. I, 2). При распаде остатков стебля на отдельные членики канал забивается породой; при

этом обычно перегородки разрушаются (табл. I, 3). Края канала округлены.

Сочленовная поверхность обладает ясно выраженными ребрами. Часть пространства между каналом и краем этой поверхности покрыта мелкими, неправильно расположенными бугорками. Размер диаметра поверхности сочленения у встреченных мелких члеников — от 0,525 до 0,670 мм, а у более крупных — от 1,470 до 3,0 мм. По обломкам в породе следует предполагать присутствие члеников и более крупных размеров.

Общая ширина канала (по крестовине) у мелких экземпляров равна 0,330—0,355 мм, у более крупных — 0,840—1,260 мм.

Высота члеников обычно несколько меньше диаметра сочленовной поверхности, и лишь у небольшого числа изучавшихся экземпляров она была несколько больше последнего.

Число ребер на поверхности сочленения у мелких экземпляров достигает 26—32, а у более крупных — 38—44; длина ребер соответственно равна: у первых 0,050—0,070 мм и у вторых 0,210—0,315 мм.

Членики с двухлопастным каналом

(табл. I, 4—5)

Членики имеют цилиндрическую форму с эллипсовидным поперечным сечением. Внутри членика проходит сравнительно большой двухлопастной канал, состоящий из двух примыкающих друг к другу по длинной оси сечения округлых каналов.

Поверхность сочленения довольно резко разделяется на краевую зону, несущую отчетливые ребра, и центральную слегка вдавленную гладкую поверхность, посредине которой открывается канал. Наблюдавшиеся нами размеры большего диаметра сочленовной поверхности члеников — от 0,310 до 2,50 мм; большая часть члеников имеет размеры от 0,80 до 1,5 мм. Судя по обломкам в породе, имеются, вероятно, членики такого типа и несколько более крупные.

Отношение меньшего диаметра эллиптической поверхности сочленения к большему не является постоянной величиной. Оно колеблется приблизительно от 1 : 1 до 1 : 5, чаще же составляет 1—1,2.

У большинства члеников длина их несколько больше ширины. Однако нередко встречаются членики и с обратным соотношением этих величин. Иллюстрацией к этому могут служить следующие отклонения:

| | |
|--|-------------|
| Большой диаметр членика (в мм) | 0,730 1,260 |
| Длина членика (в мм) | 0,900 1,200 |

Ширина двухлопастного канала по длинному поперечнику обычно превышает половину ширины членика.

Примеры:

| | |
|--|-------------------------------|
| Диаметр членика (в мм) | 0,525 0,670 0,905 1,200 1,260 |
| Размер канала по длинному поперечнику (в мм) | 0,250 0,420 0,735 0,525 0,770 |

Число ребер, радиально расположенных на периферии поверхности сочленения, — от 20 до 44; у члеников средних размеров их обычно бывает 26—28. Длина ребер члеников — от 0,050 мм у мелких до 0,20 мм у более крупных. Экземпляр с диаметром, равным 2,520 мм, имеет длину ребер 0,450 мм.

Вместе с членниками двух описанных выше типов нами были обнаружены узловые членники стебля, имеющие большие сочленовные поверхности с четырехлопастным каналом, а с двух сторон по бокам — меньшие и с двухлопастным каналом. Таким образом доказано, что в нашем случае стебель, пронизанный сложным четырехлопастным каналом, имеет узловые членники, которые несли усики (cirri) с двухлопастным каналом.

Отпрепарированный узловой членник имеет боченкообразную форму. Собственно стебельная поверхность сочленения обладает ясно выраженными ребрами и четырехлопастным каналом. Высота членника равна 2,20 мм, диаметр сочленовной поверхности — 1,850 мм. Общая ширина канала по крестовине — 0,840 мм. Число ребер — 40, ширина одного ребра — около 0,105 мм, длина ребер — 0,210—0,310 мм.

С двух сторон по бокам членника, на несколько выступающих утолщениях, находятся поверхности сочленения, имеющие диаметр 1,260 мм, и двухлопастной канал шириной 0,525 мм. По периферии сочленовной поверхности расположены 20 сдвоенных ребер, соединяющихся в направлении внутренней части поверхности сочленения. Ширина ребер на внешнем крае равна 0,110—0,120 мм, а у внутреннего окончания — 0,050—0,060 мм, длина ребер — 0,190—0,210 мм.

Место нахождения и возраст описанных остатков стеблей: центральная часть Волго-Уральской нефтеносной области (Татария, Башкирия, Удмуртия), живетский ярус среднего девона.

Исходя из этого, попытаемся определить: 1) возможность отнесения описанных остатков стеблей к тому или иному роду морских лилий; 2) место их в классификации обломков *Crinoidea*; 3) стратиграфическое значение их.

I. Строение канала стебля, подобное описанному нами, известно лишь у немногих ископаемых морских лилий, встречающихся в среднедевонских отложениях.

Ближайшими к нашим находкам являются представители рода *Cupressocrinus*, широко распространенные в среднем девоне Западной Европы и найденные в Китае (Давиташвили, 1949; Циттель, 1934; Goldfuss, 1826; Jaekel, 1918).

Для *Cupressocrinus* характерно наличие в стебле сложного канала, состоящего из большого центрального и четырех малых периферийных каналов, сообщающихся с первым.

Стебель с главным центральным и четырьмя боковыми каналами указывается у Циттеля для рода *Gasterocoma* из среднего девона эйфеля.

Такое же строение канала стебля имеют представители родов *Myrtillocrinus* и *Ancyrocrinus* из среднего девона Германии и слоев Гамильтон (средний девон) в Северной Америке (Циттель, 1934; Bassler, Moodey, 1943; Goldring, 1927) ¹.

Для представителей всех четырех родов характерна угловатость их стеблей. Последняя особенно подчеркивается, судя по описанию, у *Gasterocoma*; у *Ancyrocrinus* же и *Myrtillocrinus* угловатость, как видно по изображению, выражена тоже достаточно четко, но, видимо, слабее, чем у *Gasterocoma*, и сильнее, чем у *Cupressocrinus*.

Ни для одного из перечисленных здесь родов *Crinoidea*, кроме *Cupressocrinus*, в опубликованных описаниях не указано на наличие у стебля усиков. Представители рода *Cupressocrinus* изображаются прикреплен-

¹ По данным Гольдринга (Goldring, 1927): *Ancyrocrinus bulbosus* Hall появляется в конце нижнего девона Америки

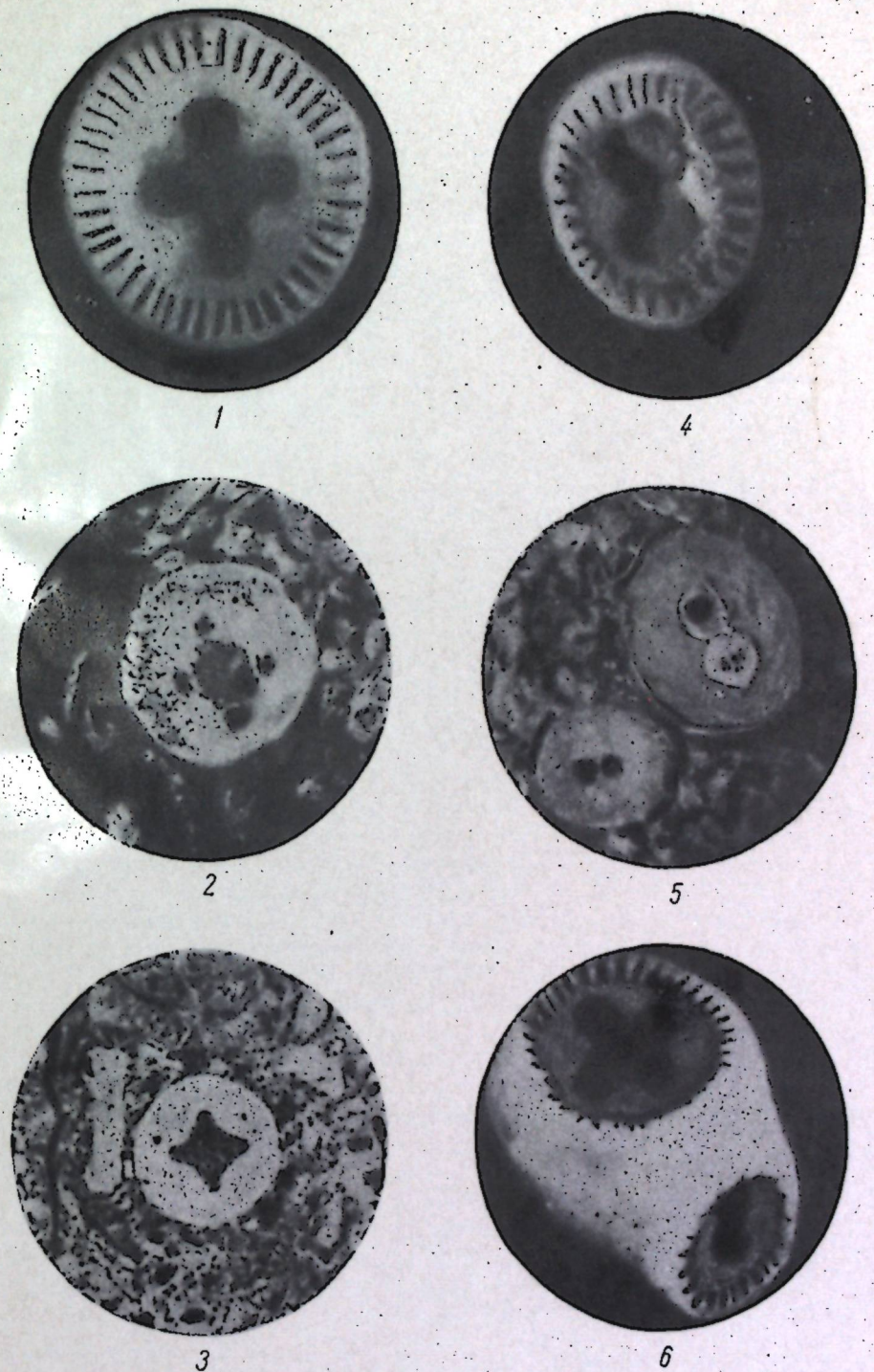


Табл. I. Членники стебля *Cupressocrinus rossicus* Antur sp. nov.

Фиг. 1—3. Членники стебля *Cupressocrinus rossicus* sp. nov. с четырехлопастным каналом (*Cyclotetradigonopae* gr. nov.):

1 — членник, выделенный из известняка Голошурма, живетский ярус, × 20; 2 — поперечный разрез членника в шлифе из известняка Туймазы, живетский ярус, × 28; 3 — поперечный разрез членника в шлифе из известняка Баллы, живетский ярус, × 28

Фиг. 4—5. Членники усиков стебля *Cupressocrinus rossicus* sp. nov. с двухлопастным каналом (*Ellipsisodigonopae* gr. nov.):

4 — членник, выделенный из известняка Голошурма, живетский ярус, × 20; 5 — поперечные разрезы членников в шлифе из известняка Туймазы, живетский ярус, × 28

Фиг. 6. Узловой членник стебля *Cupressocrinus rossicus* sp. nov., выделенный из известняка (*Cyclotetradigonopae* gr. nov. (узл.) Голошурма, живетский ярус, × 20

ными, с довольно коротким стеблем, имеющим в своей нижней части корень. *Ancyrocrinus* и *Myrtillocrinus* имеют в нижней части стебля «якорь».

Сходное с описанным нами строение стебля указано G. A. Goldfuss (1826) у двух видов из среднего девона (Эйфель) Германии: *Cupressocrinus crassus* Goldf. и *C. tesseratus* Goldf. Членики стебля *C. tesseratus* Goldf. отличаются разнообразием форм и более крупными размерами, чем у описанных нами. Членики стебля *Cupressocrinus crassus* Goldf. имеют большую угловатость, чем описанные нами, а также значительно отличаются размерами и соотношением диаметра и высоты. У члеников стебля *C. crassus* Goldf. отношение размера диаметра к высоте равно приблизительно 3, а у члеников усиков это отношение меняется так, что высота их примерно втрое более, чем диаметр. Размеры члеников стебля этого вида сравнительно очень крупные. Стебельные членики имеют диаметр сочленовной поверхности от 10 до 12 мм, при высоте членика от 2 до 4 мм, а членики усиков имеют диаметр, равный 2—3 мм, и высоту от 5 до 8 мм.

Таким образом, у описанных нами остатков стеблей строение указывает на близость обладавших ими форм лишь к двум упомянутым видам рода *Cupressocrinus*, имевшим подобное строение стебля. Но описанные нами остатки стебля отличаются по внешнему виду и размерам от известных настолько, что трудно сомневаться в их принадлежности к формам, заслуживающим выделения в самостоятельный вид.

Необходимо обратить внимание и на следующую особенность. Криноидеям, как отмечает Н. Н. Яковлев (1941), свойственно узкоограниченное пространственное распространение, и формы, которые распространяются на два континента (Европа и Северная Америка), довольно редки.

Учитывая изложенные обстоятельства, а также данные для сравнения, которыми мы располагаем, следует считать, что наши находки принадлежат представителям рода *Cupressocrinus*. На этом основании их можно именовать остатками стеблей *Cupressocrinus rossicus* sp. nov.

II. По классификации, предложенной Р. Муром (Moore, 1938) для разрозненных остатков скелета морских лилий, описанные членики стебля входят в раздел *Columnals*. При этом членики с округлым сечением и четырехлопастным каналом могут быть выделены в группу *Cyclotetragonopae* gr. nov., а с эллипсоидным сечением и двухлопастным каналом — в группу *Ellipsisodigonopae* gr. nov. Узловые членики могут быть выделены в группу *Cyclotetradigonopae* gr. nov. с дополнительной пометкой в скобках — «узловой».

III. Материалы глубокого бурения последних лет несколько дополнили имеющиеся в литературе скудные данные (Чернышев, 1893; Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, 1947) о распространении *Cri-noidea* в девонских отложениях востока Русской платформы и Приуралья. Теперь известно, что здесь в средне- и верхнедевонское время при установлении благоприятных условий для жизни морских лилий — режима неглубокого моря нормальной солености — они имели довольно широкое распространение. В живетском веке более многочисленными были *Cupressocrinus rossicus* sp. nov. — лилии со стеблем, состоящим из боченкообразных члеников с четырехлопастным каналом, и усиками, имеющими двухлопастной питательный канал. Данные о том, что *Cri-noidea* с аналогичным строением стебля известны на нашем континенте только из среднедевонских отложений, дают некоторое основание считать, что описываемые здесь остатки стеблей могут служить дополнительным коррелятивом при стратиграфическом расчленении разреза, определяя возраст содержащих их пород как среднедевонский. Если же учесть, что на востоке Русской платформы вся толща осадков, включающая прослойки с обильными

остатками стеблей *Cypressocrinus rossicus* sp. nov., относится к живетскому ярусу, то находки их на этой территории, следовательно, определяют возраст содержащих их пород с точностью до яруса.

Описанные членики стеблей *Cypressocrinus rossicus* sp. nov. легко могут быть распознаваемы как при микроскопическом просмотре образцов (зерна), так и в шлифах.

Последующее изучение всего комплекса разнообразных члеников стеблей и других остатков морских лилий, встречающихся в девонских отложениях Волго-Уральской области, несомненно, позволит более полно решать вопросы их систематической принадлежности и стратиграфического значения.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. III. Девонская система. Госгеол-издат, 1947.
- Давиташвили Л. Ш. Курс палеонтологии. Госгеол-издат, 1949.
- Циттель К. Основы палеонтологии (палеозоология), ч. I. Беспозвоночные. ОНТИ, 1934.
- Чернышев Ф. Н. Фауна нижнего девона восточного склона Урала. Тр. Геол. ком., т. IV, № 3, 1893.
- Яковлев Н. Н. Морские лилии девона Ленинградской области. Тр. Полярного ин-та АН СССР, 1941.
- Bassler & Moody. Index of paleozoic pelmatosoen. Echinocrinus. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, № 45, 1943.
- Goldfuss G. A. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten des Museums Univer. zu Bonn. Düsseldorf, 1826.
- Coldring W. Crown of *Ancyrocrinus bulbosus* Hall. Bulletin of the Buffalo Society of Nat. Sciences, vol. XVII, № 3, 1927.
- Jaekel O. Phylogenie und System der Pelmatozoen. Paleont. Zeitschr., 3 b., 1918.
- Moore R. C. The use of fragmentary crinoidal remains in stratigraphic paleontology. Journ. of the scient. of den. univ., vol. XXXIII. Ohio, 1938.

А. В. МИРТОВА

КИНЕЛЬСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КУЙБЫШЕВСКОЙ ОБЛАСТИ

Согласно новейшим представлениям о строении плиоцена в Куйбышевской области, в составе этих образований различают наиболее древние — кинельские образования, акчагыльский ярус и домашкинские отложения.

Первые представляют пресноводные отложения, главным образом глинистого состава, слабо охарактеризованные фаунистически и синхроничные балаханской толще Прикаспийского плиоцена.

Вторые, являющиеся следами акчагыльской трансгрессии Каспия, выражены главным образом обломочными породами и содержат остатки эвригалиновых форм моллюсков, особенно представителей сем. Cardidae и Mactridae солоноватоводных фораминифер и рачков.

Домашкинские отложения — аналог апшеронского яруса — представлены пресноводными песчано-глинистыми образованиями с фауной пелеципод и гастропод озерно-речного облика, причем среди них наиболее характерны своеобразные скульптурированные Unionidae. Акчагыльские и домашкинские отложения характеризуются в большинстве случаев островным характером своего распространения.

В условиях развернувшегося в Среднем Поволжье грандиозного гидротехнического строительства изучение плиоцена приобретает особый интерес. В этом отношении исключительное значение имеют кинельские отложения как наиболее глубоко залегающие, наиболее древние плиоценовые образования и, вместе с тем, как такие отложения, которые в районе строительства развиты на значительной площади. Изучены они далеко еще не достаточно.

По данным А. Н. Мазаровича (1927, 1936), Е. В. Милановского (1935) и Н. И. Николаева (1935, 1947), установивших эти образования в составе неогена Куйбышевского Заволжья, эти отложения были известны главным образом в поверхностных выходах. Однако в последние годы кинельские образования вскрыты также и на глубине, иногда очень значительной, с большой мощностью в Куйбышевском Заволжье и на Самарской луке.

А. Н. Мазарович в своей работе «Геологическое строение Заволжья» (1936) дает следующую характеристику этих отложений: «Наиболее низким комплексом плиоцена, далеко не всюду развитым, является кинельский горизонт, построенный весьма не одинаково в различных частях района». Особенно резко выражен этот горизонт в разрезах р. М. Кинель, где в обнажении у сел. Полуднева вскрыты песчанистые бурые глины и желто-бурые глинистые пески с *Paludina* и *Dreissensia*. Эти породы переслаиваются с темносерыми серо-коричневыми песчанистыми суглинками

и прикрываются акчагыльскими глинами, причем наблюдается постепенное исчезновение пресноводной фауны.

На стр. 518 цитированной выше статьи А. Н. Мазаровичем указывается, что в районе сел. Мокши им и Н. И. Николаевым наблюдались очень мощные (20—30 м) пресноводные кинельские слои, вскрытые бурением, в то время как мощность естественных их выходов колеблется от 6 м (у ст. Мишкино) до 8—15 м (у селений Герасимова и Перовки) и до 20 м (у сел. Кирсановки). В каждом из перечисленных выше пунктов фациальный характер кинельского горизонта не одинаков. На западе Заволжья, вблизи селений Герасимовки и Перовки, кинельский горизонт выражен косвенно-слоистыми песками и слабыми конгломератами из триасовых песчаников, сменяющихся сверху желтовато-зелеными неслоистыми песками и еще выше — грубыми неслоистыми черными суглинками. Эти образования залегают на триасовых песках и конгломератах.

У сел. Погромного, в балке Сухая Речка, ниже акчагыла обнажены глинистые пески и бурые глины с *Paludina* и *Uplio*. Еще восточнее, у сел. Кирсановки, над сарминскими глинами залегают бурые глинистые пески с круглыми конкрециями лимонита. Выше располагаются черные неслоистые суглинки. У сел. Ероховки на Сухой Речке выше миоценовых (по Мазаровичу) пестрых глин залегают темнобурые суглинки с известковыми журавчиками, прикрытые черными неслоистыми суглинками. Над миоценом же располагаются у сел. Елховки, в бассейне р. М. Кинеля, бурые глинистые пески, прикрытые акчагылом.

В статье Е. В. Милановского «Плиоценовые и четвертичные отложения Сызранского района» (1935) дано описание плиоценовых отложений этого района и, в частности, обнажающихся здесь наиболее древних из них — кинельских слоев. Автор приводит разрезы кинельских слоев в районе сел. Кашпира, характеризуя их как такие, которые представляют древние доакчагыльские образования неогенового возраста в Среднем Поволжье. Эти отложения, по Е. В. Милановскому, обнаруживают сверху вниз следующий порядок напластования (стр. 182):

1) толща переслаивающихся песков с галечниками и светлых трепеловидных глин с *Planorbis* и *Limnaea* с видимой мощностью около 12—15 м;

2) темные глины с гипсом, железистыми конкрециями и торфянистыми прослойками, также с фауной мелких гастропод, имеющие мощность 18—22 м;

3) чередующиеся пески, глинистые пески, галечники, песчаные глины, имеющие в основании пласт железистого конгломерата с *Uplio* (около 5 м), достигающие мощности 25 м.

Для второго и третьего слоев Е. В. Милановский предлагает название кашпирской толщи. Общая мощность кинельских слоев достигает 55—62 м, а по данным И. С. Рагозина — 90 м.

Первый комплекс слоев отлагался в неустойчивых условиях с размывами и последующим нагромождением толщи грубых песков и галечников, перемежающихся с осадками более спокойных — стоячих вод. Это древние речные и озерно-речные отложения.

Второй горизонт представляет собой типичные озерные и частью озерно-болотные образования. Река в это время сменилась озером, где отлагался ил, богатый органическими веществами, по временам происходило и торфообразование.

Третий комплекс отложений является результатом накопления осадков озерно-речного типа. Здесь темноокрашенные глины — осадки застойных бассейнов — резко сменяются светлыми осадками, среди которых присутствует и грубый обломочный материал.

В кашпирских отложениях отсутствуют акчагыльские образования.

Полные разрезы плиоцена, по Е. В. Милановскому, наблюдаются в районе сел. Ново-Рачейки — в оврагах, прорезающих левый берег р. Кубры. Они были открыты А. П. Павловым (1887), описавшим их по Студенецкому и Гранному оврагам. Е. В. Милановский дополняет эти описания и приводит описание еще и третьего — Лепилова — оврага, где ниже фаунистически охарактеризованного морского акчагыла мощностью до 11 м залегают кинельские слои.

- Nikin. 1. Светлобурая супесь, переходящая в суглинок, переполненная раковинами *Paludina leiostraca* Brus., *P. syzranica* Pavl., *P. kaschpurica* Pavl. с отдельными галечками кремнистых мергелей. Благодаря близости почвы порода сильно выветрела и покрыта примазками углекислой известки по трещинам. Видимая мощность 0,1—0,2 м (сызранские палиодиновые слои А. П. Павлова).
2. Светложелтоватые кварцевые пески с галечками опок и кремнистых мергелей, обычно плоскими и превосходно окатанными. Вверху пески грубы и косвенно-слоисты, в нижней части более тонкозернисты и содержат прослойки светлосерых, почти белых глин. Мощность песков — около 1 м.
3. Желтовато-белые легкие маркие мергелистые глины, имеющие трепеловидный габитус с многочисленными мелкими пресноводными гастроподами, *Dreissensia polymorpha* и *Dr. angusta*. Эти глины прослеживаются до абсолютной высоты 77—78 м и достигают мощность в несколько метров. Налегания их на юрские слои в этом овраге наблюдать не удалось.

Е. В. Милановский указывает в долине р. Сызрани самый западный и наиболее удаленный от Волги разрез неогеновых образований и, в частности, кинельских слоев в устье оврага Отмалки, впадающего с юга в р. Сызран около сел. Маскатињева и до сел. Голодяевки, где сверху вниз обнажается галечник и гравий из галек песчаников и мергелей, налегающий на размытую поверхность бурого неслоистого суглинка. Последний, в свою очередь, налегает на неровно размытую поверхность галечника из обломков кварцевых песчаников, опок, кремнистых мергелей. Галечник располагается на резко размытой поверхности подстилающего пласта. Это толща светлосерого или зеленоватого неслоистого глинистого мергеля или мергелистой глины тонкозернистой трепеловидной структуры с плохо сохранившимися растительными остатками и раковинками *Limnaea*, *Planorbis* и мелких *Sphaerium* (по Павлову), *Limnaea* cf. *bouilleti* Mich., *Limnaea* sp., *Planorbis praecorneus* Fisch. et Tourm. и *Sphaerium* cf. *lorteli*. Е. В. Милановский предлагает назвать последний комплекс «голодяевским» горизонтом вместо «сызранского» горизонта А. П. Павлова. Подошва этого горизонта располагается на различных абсолютных отметках — у Голодяевки на 95—100 м, у Ново-Рачейки — на 70 м, у Кашпира — на уровне 30—40 м.

Возраст описанных выше образований разные авторы трактуют по-разному.

Голодяевский горизонт с *Limnaea* и *Planorbis* А. П. Павлов (1925) рассматривал как самый древний в неогене Поволжья и предположительно отнес его к меотису. По мнению Е. В. Милановского, наиболее древней является кашпирская толща. Нет оснований, по мнению этого же автора, относить оба горизонта — голодяевский и кашпирский — к меотису.

Возраст их, скорее, понтический, а может быть, киммерийский и даже нижнеакчагыльский или весьма близкий к акчагылу.

Однако, по мнению Е. В. Милановского, несравненно позднее, чем по правому берегу р. Волги, разработан доакчагыльский рельеф в Куйбышевском Заволжье, где эрозионные впадины заполнены древнемиоценовыми образованиями.

По Н. И. Николаеву (1935), наиболее древними плиоценовыми образованиями между реками Самаркой и Иргизом являются отложения кинельского горизонта, которые залегают на размытой поверхности более древних отложений и, как можно наблюдать в некоторых случаях, пере-

крываются глинами с морской фауной *Cardium* и *Avimactra*. Лучше всего их наблюдать именно там, где имеются выходы на дневную поверхность более древних, чем плиоцен, пород и где абразия акчагыльской ингрессии сохранила их от размывания. Такими местами должны быть главным образом, повидимому, периферические части этого бассейна. И действительно, подобные образования были отмечены предыдущими исследователями и Н. И. Николаевым там, где уже имеются большие высоты, которые постепенно поднимаются к отрогам Общего Сырта и где акчагыльский бассейн распадался, вероятно, на ряд отдельных заливов, образуя сложную извилистую береговую линию. Но эти пресноводные отложения сохранились не только там. Огромные толщи их наблюдаются и западнее. Для характеристики их можно привести разрез в системе оврагов сел. Березового Гая на правом берегу р. Мочи. В одном из отворшков большого оврага, впадающего с западной стороны от с. в р. Мочу, под синеватой акчагыльской глиной небольшой мощности обнажаются:

| | | |
|------|--|-----------|
| №п/п | 1. Глины коричневатые-серые песчаные | 1 м |
| | 2. Суглинки песчаные светлосерые с многочисленными <i>Unio</i> , <i>Viviparus</i> , <i>Dreissensia</i> и др. | 0,2 м |
| | 3. Горизонт погребенной почвы. Суглинки грязносерые, почти черные с железистыми конкрециями | 0,2—0,3 м |
| | 4. Суглинки песчаные желтые с большим количеством раковин <i>Viviparus</i> , которые к низу переходят в плотные серые глины, мощность около | 3 м |
| | 5. Глины коричневатые-серые со светлыми песчаными прослойками, слоистые с многочисленной фауной <i>Dreissensia</i> и <i>Paludina</i> . В более нижних частях толща представляет собой комковатые плотные глины синевато-серого цвета с железистыми налетами по трещинам и многочисленной пресноводной фауной. Местами в этой толще в очень большом количестве встречаются выклинивающиеся в стороны линзы, состоящие из скоплений пресноводной фауны, главным образом <i>Viviparus</i> , мощность около | 1,5 м |
| | 6. Ниже в глинах увеличивается количество песчаных прослоек и появляется большое количество прослоек галечника, состоящего из перемытой красной сарминской глины, мощность около | 1,5 м |
| | 7. Ниже идет толща красных сарминских глин. | |

Таким образом, общую мощность описываемых пресноводных образований плиоценового возраста надо, по Н. И. Николаеву, исчислять в 20 м.

Залегают эти отложения в виде больших линз, которые выполняют какие-то древние понижения в сарминской толще. Эти депрессии не совпадают с современным рельефом и, повидимому, представляли собой какие-то замкнутые бассейны, где и отлагались осадки, по типу приближающиеся к озеровидным.

К отложениям кинельского же горизонта относятся образования разреза в верховьях системы оврагов рек Вязовки — Мокшанской. Под слоем древнеаллювиальных отложений мощностью до 5—6 м в береговом обрыве обнажаются:

| | |
|--|-------|
| 1. Глина светлосерая, комковатая, неслоистая с многочисленными включениями гипса и глинисто-железистых конкреций до 0,1 м в диаметре, неправильно разбросанных в толще породы. Тут же встречаются известковые стяжения, иногда внутри полые. Много также мелких конкреций удлиненной формы, похожих на дутки. Здесь же наблюдается обильная фауна <i>Unio</i> , <i>Viviparus</i> , <i>Dreissensia</i> , причем <i>Unio</i> встречена в основании слоя и совершенно исчезает сверху. Здесь же можно найти перемытую юрскую фауну в виде раковин родов <i>Belemnites</i> , <i>Aucella</i> и др. Мощность | 5—8 м |
| 2. Глины того же типа, что и выше, с многочисленными прослойками гипса. Мощность | 0,2 м |
| 3. Светлосерая комковатая глина с фауной зоны <i>Km—OxI</i> . | |

Этот горизонт плиоцена, характеризующийся пресноводной фауной, констатирован и в районе сел. Дергуновки в системе р. Б. Иргиза, где он представлен главным образом коричневатыми и зеленоватыми глинами с прослойками песков.

Геологические исследования самых последних лет мало или совсем не изменили схему подразделения плиоцена; предложенную А. Н. Мазаровичем, Е. В. Милановским и Н. И. Николаевым, за исключением того, что куйбышевские геологи В. В. Буцура и В. М. Рачитский признали кинельский горизонт фациальным замещением акчагыльского яруса. Новые данные о кинельских образованиях, об их иногда очень большой мощности и значительной глубине залегания на сильно эродированной поверхности верхнепалеозойских или мезозойских образований получены в результате глубокого бурения в Куйбышевском Заволжье и на Самарской луке, которое стало осуществляться главным образом с 1938 г. и затем в 40-х годах.

Так, в 1939—1940 гг. на левом берегу р. Волги, в бассейне р. Сока, у сел. Красная Глинка, в Тивтявском и Угольном оврагах, а также по правому берегу Волги в районе Гавриловой поляны, обнаружены мощные толщи темноокрашенных глин с редкой, плохой сохранности фауной пресноводных моллюсков, залегающие или непосредственно под четвертичными отложениями, или, в некоторых случаях, под фаунистически охарактеризованными слоями морского акчагыла, например в Угольном овраге. Данные по этим районам представляются в следующем виде.

Таблица 1

| Местоположение | Абс. отметки кинельских отложений | | Мощность (в м) | | Возраст подстилающих пород | Контакт с подстилающими породами |
|----------------|-----------------------------------|---------|----------------|------------------|----------------------------|--|
| | кровли | подошвы | акчагыла | кинельских слоев | | |
| Угольный овраг | 101,73 (акч.) | 78,93 | 9,90 | 13,40 | Не искр. | Гравий и щебень карбонатных пород, известковый доломит. Суглинок, участками переслаивающийся с мелким щебнем |
| " | 120,29 | 63,84 | — | 50,90 | | |
| " | 71,45 | 0,20 | — | 71,25 | | |
| Красная Глинка | 19,87 | — 97,63 | — | 117,50 | Из плиоцена | Щебень и доломит |
| О-в Зеленев | —12,65 | —204,60 | — | 191,95 | | |

В районе Гавриловой Поляны кинельские отложения выражены голубовато- и зеленовато-серыми, слабослюдистыми песчаными или жирными глинами, местами ожелезненными. Глины включают иногда прослойки суглинков и супесей и содержат обломки раковин крупных пресноводных гастропод (*Viviparus*) и остракод.

Данные по этому району сведены в табл. 2.

Таблица 2

| Абс. отметка кинельских слоев | Мощность кинельских отложений (в м) | | Возраст подстилающих пород | Характер контакта с подстилающими породами |
|-------------------------------|-------------------------------------|---------|----------------------------|--|
| | кровли | подошвы | | |
| 12,0 | —110,0 | 122 | Карбон | Щебень из обломков известняков с фауной |
| 21,83 | — 75,17 | 97 | | |
| 24,69 | — 35,31 | 60 | | |
| 8,33 | — 54,67 | 63 | | |
| 12,10 | — 23,90 | 36 | | |
| | | | | |

Позднее, после Великой Отечественной войны, глубокое бурение снова осуществляется в больших масштабах в Куйбышевском Заволжье и на Самарской луке. Оно вскрывает мощные толщ кинельских отложений. Так, в восточной части Куйбышевского района — в области Высокого Заволжья — вскрыты на различных глубинах кинельские образования, представленные главным образом вязкими глинами с прослойками песков, подстилаемые галечниками в 1—2 м мощностью. Эти отложения заполняют доплиоценовые понижения, образовавшиеся в результате интенсивного размывания отложений татарского яруса и характеризующиеся в зависимости от этого различной мощностью, которая достигает 211 м. Данные по этому району Высокого Заволжья приводятся в табл. 3.

Таблица 3

| Абс. отметка кинельских слоев | | Мощность кинельских слоев (в м) | Величина размыва (в м) | Возраст подстилающих отложений |
|-------------------------------|---------|---------------------------------|------------------------|--------------------------------|
| кровли | подошвы | | | |
| 32,0 | -140,5 | 172,5 | 189,0 | $P_2^{tat_2}$ |
| 24,48 | -136,48 | 161,0 | 180,0 | $P_2^{tat_2}$ |
| 78,15 | -132,50 | 210,65 | 223,80 | $P_2^{tat_2}$ |
| 31,16 | -131,69 | 162,85 | 181,24 | $P_2^{tat_2}$ |
| 5,14 | -126,86 | 132,0 | 182,00 | $P_2^{tat_2}$ |
| 39,04 | -126,71 | 165,75 | 190,45 | $P_2^{tat_2}$ |
| 22,10 | -126,30 | 148,40 | 166,50 | $P_2^{tat_2}$ |
| 27,0 | -125,70 | 152,70 | 168,20 | $P_2^{tat_2}$ |
| 0,87 | -126,63 | 127,50 | 161,00 | $P_2^{tat_2}$ |
| 5,49 | -120,86 | 126,35 | 163,20 | $P_2^{tat_2}$ |
| 2,26 | -76,05 | 78,30 | 118,30 | $P_2^{tat_2}$ |
| 6,41 | -56,19 | 62,60 | 96,80 | $P_2^{tat_2^b}$ |
| 71,03 | -56,03 | 127,0 | 157,06 | $P_2^{tat_2^a}$ |
| 28,10 | -37,90 | 66,0 | 77,0 | $P_2^{tat_2^a}$ |
| 22,69 | 3,94 | 18,75 | 48,0 | $P_2^{tat_2^c}$ |
| 20,58 | 5,58 | 15,0 | 45,0 | $P_2^{tat_2^b}$ |
| 17,54 | 7,69 | 9,75 | 36,4 | $P_2^{tat_2^c}$ |
| 33,77 | 25,27 | 8,50 | 24,0 | $P_2^{tat_2^c}$ |
| 51,00 | 27,65 | 23,35 | 24,0 | $P_2^{tat_2^c}$ |

Таким образом, глубина размыва отложений татарского яруса колеблется от — 140,5 м (максимальная отметка) до минимальной в 27,65 м абс. высоты, причем величина размыва составляет от 228,80 до 24,0 м. Раз-

мыты здесь главным образом отложения большекинельской свиты ($P_2^{tat_2^a}$) в одном случае — аманакской ($P_2^{tat_2^b}$) и в нескольких случаях — малокинельской свиты ($P_2^{tat_2^c}$) татарского яруса пермской системы.

В 12 км к югу от ст. Толкай железной дороги им. В. В. Куйбышева, на левобережье р. Б. Кинеля, в междуречье его притоков — рек М. Кинеля и Кутулука, кинельские слои вскрыты на различной глубине и с различными мощностями (табл. 4).

Таблица 4

| Абс. отметка кинельских слоев | | Мощность кинельских слоев (в м) | Величина размыва | Возраст подстилающих отложений |
|-------------------------------|---------|---------------------------------|------------------|--------------------------------|
| кровли | подошвы | | | |
| 60,78 | -90,0 | 151,0 | 158,78 | $P_2^{tat_2^a}$ |
| 71,24 | -83,76 | 155,0 | 180,0 | $P_2^{tat_2^c}$ |
| 41,53 | -23,40 | 64,90 | 110,93 | $P_2^{tat_2^c}$ |
| 32,24 | -22,30 | 54,54 | 84,54 | $P_2^{tat_2^c}$ |
| 33,81 | 21,61 | 12,20 | 40,20 | $P_2^{tat_2^c}$ |
| 60,03 | 28,18 | 31,85 | 37,18 | $P_2^{tat_2^c}$ |

Кинельские слои выражены здесь серыми, зеленовато-серыми, зеленовато- и буровато-коричневыми, жирными или песчанистыми, известковистыми глинами с прослойками тонкозернистого, слабого песчаника в основании с крупной галькой известняков. В описании скважин указываются остатки фауны в виде раковин пелеципод и гастропод, оставшихся во время работ не отобранными и не определенными. Кинельские отложения залегают на размывной поверхности малокинельской и аманакской свит татарского яруса. Наибольшие мощности кинельских слоев констатированы в северо-западной части района.

В Петровском и Кинель-Черкасском районах Куйбышевской области вскрыты из плиоценовых отложений главным образом кинельские слои. В одном случае над кинельскими слоями обнаружены акчагыльские образования.

Данные по глубинам залегания кинельских отложений приведены в табл. 5 и 6.

Кинельские породы, вскрытые на различных глубинах, представлены коричневатозелеными, коричневыми плотными, тонкодисперсными глинами, среди которых встречаются прослойки зеленовато-серых и желтовато-коричневых песчаников, тонкозернистых, местами переходящих в пески.

В нижней части глин содержатся включения хорошо окатанных кремневых галек. Максимальная мощность глины составляет 207,60 м. Залегают кинельские слои на размывной поверхности пород татарского яруса. В кинельских слоях определена фауна пелеципод и гастропод пресноводного типа: Planorbis, Bythinium, Valvata, Vibiparus, Sphaerium, Pisidium, Dreissensia, а также остракоды в виде крупных, иногда хорошо видимых даже простым глазом форм.

Таблица 5

| Абс. отметка кинельских слоев | | Мощность кинельских слоев (в м) | Величина размыва | Возраст подстилающих отложений |
|-------------------------------|---------|---------------------------------|------------------|--------------------------------|
| кровли | подошвы | | | |
| 88,18 | -104,5 | 192,68 | 192,75 | $P_2^{tat_b}$ |
| 107,46 | -81,0 | 188,46 | 199,46 | — |
| 110,17 | -65,0 | 175,07 | 180,17 | $P_2^{tat_c}$ |
| 93,26 | -56,20 | 149,46 | 157,46 | $P_2^{tat_c}$ |
| 79,0 | -38,0 | 117,0 | 175,33 | $P_2^{tat_c}$ |
| 117,50 | -31,0 | 148,5 | 158,96 | $P_2^{tat_b}$ |
| 98,96 | -21,04 | 120,0 | 125,0 | $P_2^{tat_c}$ |
| 74,0 | -16,20 | 90,20 | 117,10 | $P_2^{tat_c}$ |
| 136,0 | 3,0 | 133,0 | 12,0 | $P_2^{tat_c}$ |
| 117,0 | 27,0 | 90,0 | 109,7 | $P_2^{tat_c}$ |

В Сергиевском районе Куйбышевской области кинельские слои вскрыты на следующих глубинах:

Таблица 6

| Абс. отметка кинельских слоев | | Мощность кинельских слоев (в м) | Величина размыва | Возраст подстилающих отложений |
|-------------------------------|---------|---------------------------------|------------------|-------------------------------------|
| кровли | подошвы | | | |
| 137,0 | -28,0 | 165,0 | 137,80 | $P_2^{tat_1}$ |
| 59,85 | -21,0 | 81,0 | 102,85 | $P_2^{kaz_b}$ (сосновская свита) |
| 72,73 | -12,17 | 85,0 | 117,92 | |
| 79,83 | 1,83 | 78,0 | 80,0 | |
| 57,08 | 12,50 | 44,60 | 48,50 | $P_2^{kaz_b}$ |
| 53,26 | 24,56 | 28,70 | 39,0 | $P_2^{tat_1}$ |
| 62,7 | 30,2 | 32,5 | 35,0 | — |
| 114,08 | 34,0 | 80,10 | 81,0 | $P_2^{kaz_b}$ |
| 87,5 | 44,20 | 43,3 | 55,20 | — |
| 71,5 | 55,5 | 16,00 | 63,40 | $P_2^{tat_1}$ |

Кинельские отложения представлены коричневыми и серыми глинами с небольшими прослойками зеленовато-серых песков. В подошве по кон-

такту с коренными — верхнепермскими — породами часто встречается галька карбонатно-глинистого состава. Наибольшая мощность отложений достигает 165 м, минимальная — 16,00 м. Кинельские слои покрыты четвертичными образованиями.

На Самарской луке кинельские отложения встречены бурением в северо-западной части. В Шигонском районе Куйбышевской области максимальная мощность плиоцена — 247,95 м. Абсолютная отметка подошвы кинельских слоев составляет здесь 120,35 м. Залегают эти отложения на размытой поверхности верхнего карбона.

На другом участке того же Шигонского района кинельские слои достигают мощности 177 м и выражены, как и в первом случае, темносерыми, иногда песчанистыми глинами с прослойками серых, почти белых кварцевых песков, в которых найдена пресноводная фауна пелеципод и гастропод.

Кинельские слои встречены на Самарской луке и в обнажениях. Они представлены залегающими в основании акчагыльских отложений галечниками, песками, песчаниками и темносерыми, иногда почти черными гипсоносными глинами, содержащими фауну пресноводных пелеципод и гастропод: роды *Sphaerium*, *Planorbis*, *Valvata*, *Dreissensia*.

Мощность этих отложений очень непостоянна и колеблется от 4 до 10—12 м. Эти образования встречаются на Самарской луке в трех районах: 1) в районе Старой Рязани — овраги Промойный, Артамонов и Рубежный; 2) на востоке Самарской луки в окрестностях сел. Ермачихи; 3) на северо-западе у сел. Усолья. На кинельские слои без видимых следов перерыва налегают типично морские акчагыльские образования.

Описанные выше кинельские образования, таким образом, имеют на территории Куйбышевского Поволжья довольно широкое распространение, достигая в некоторых случаях очень значительной мощности. В выходах на дневную поверхность отложений подобного же литологического состава и фаунистического содержания эти образования имеют небольшую мощность — обычно менее 10 м, будучи выражены серыми и темносерыми глинами с пресноводной фауной. В таком виде они описаны в геологической литературе для Куйбышевского Высокого Заволжья, Сыртового Заволжья, Сызранского Поволжья и Самарской луки.

Отложения, которым автор настоящего очерка приписывает кинельский возраст, скважинами вскрываются обычно под четвертичными образованиями, но в двух случаях — в Заволжье и на Самарской луке — констатирован факт перекрытия этих отложений без видимого перерыва очень сходными по литологическому составу темноокрашенными глинами небольшой мощности, содержащими типичную акчагыльскую фауну пород. Таким образом, плиоценовые отложения, которые вскрываются скважинами, несомненно, древнее акчагыльских. Их значительная мощность (более 200 м), которая дает право называть эти отложения кинельским ярусом, своеобразный литологический состав из преобладающих в них темносерых иловатых глин, содержание немногочисленных остатков фауны моллюсков лимнического типа (*Planorbis*, *Viviparus*) и залегание в глубоких депрессиях, нередко каньонобразного характера, заставляют предполагать, что они образовались за очень длительный промежуток времени, который начался, по крайней мере, со середины плиоценовой эпохи и продолжался до начала акчагыльской трансгрессии. К этому времени в результате длительной денудации в течение миоцена и начала плиоцена выработались сложные эрозионные формы, которые в предакчагыльское время и заполнялись кинельскими осадками.

Эти речные долины, местами очень глубокие, совпадают с современной гидрографической сетью. По данным бурения, геологических съемок и электроразведочных работ, в последние годы можно с уверенностью

говорить о существовании в пределах Куйбышевской области древних долин рек Волги, Сока, Б. Кинели, Самарки и других, а также древних оврагов по правобережью р. Волги.

Правда, палеогеография времени образования кинельских отложений не совсем ясна, но в недалеком будущем накопившиеся за последнее время геологические материалы грандиозных по своему масштабу геологических работ в районе величайших строек нашей эпохи, несомненно, прольют свет и в этом направлении.

ЛИТЕРАТУРА

- Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья. Изв. АН, 1927, № 8—9, 10—11.
- Мазарович А. Н. Геологическое строение Заволжья между гг. Куйбышевом и Оренбургом. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, нов. сер., т. XI, IV, отд. геол., т. XIV (6), 1936.
- Милановский Е. В. Плиоценовые и четвертичные отложения Сызранского района. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, т. IV, вып. 2, 1935.
- Николаев Н. И. Плиоценовые и четвертичные отложения Сыртовой части Заволжья. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, т. IV, вып. 2, 1935.
- Николаев Н. И. Строение верхнеплиоценовых отложений Чкаловского Приуралья. Сб. 4. Вопросы теоретической и прикладной геологии. Изд-во Моск. геологоразв. ин-та, 1947.
- Павлов А. П. Самарская лука и Жигули. Геологическое исследование. Тр. Геол. ком., т. II, № 5, 1887.
- Павлов А. П. Неогеновые и послетретичные отложения Восточной Европы. Геол. отд. люб. естеств., вып. 5, 1925.

В. И. БАРАНОВ

НОВАЯ ИСКОПАЕМАЯ ФЛОРА ИЗ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЕРГЕНИНСКОЙ СВИТЫ, НАЙДЕННАЯ В. А. НИКОЛАЕВЫМ

До сих пор континентальная толща третичных отложений, относимая проблематично к миоплиоцену и занимающая обширные пространства на севере Ергеней, оставалась недостаточно точно датированной.

Эта так называемая ергенинская свита, простирающаяся даже значительно севернее Ергеней, в область бассейнов рек Иловли, Медведицы и Хопра, представлена главным образом кварцевыми песками, частью мелкозернистыми, частью более грубыми с прослойками конгломератов разной окраски (белыми, розовыми, желтоватыми и оранжевыми). Иногда в подошве своей эти песчаники и конгломераты ожелезнены, и тогда среди них попадаются органические остатки, большей частью, однако, очень плохой сохранности, что не давало возможности для точных определений.

При таком положении находка, сделанная В. А. Николаевым во время работ комплексной экспедиции Института леса Академии Наук СССР по полезационному лесонасаждению, представляет большой интерес. В сущности, здесь найдена целая флора, представленная полусотней хороших отпечатков, и, кроме того, значительный комплекс видов установлен споро-пыльцевым анализом. Местонахождение ископаемой флоры — в 50 км севернее г. Сталинграда, в бассейне р. Иловли.

Находка отпечатков сделана в с. Прямая Балка Дубовского района Сталинградской области. Село находится в верховьях балки Прямой. К северу от села от этой балки отходит отвершек — балка Песчаная. В верховьях балки Песчаной, в ее левом отвершке, примерно в 6 км от с. Прямая Балка, и были найдены отпечатки листьев.

Обнажение, в котором найдены отпечатки, располагается на восточном склоне оврага, имеющем вид песчаной осыпи. В зачистке обнажения, под двухметровым слоем делювиального лёссовидного суглинка, сверху вниз наблюдается следующая толща ергенинских отложений:

1. Песок белый и желтый, разнозернистый. Слоистость наклонная, падение слоев к западу от 21 до 6°; в перпендикулярном разрезе, т. е. с севера на юг, слоистость горизонтальная, слегка волнистая. Такой же характер слоистости прослеживается и во всех нижележащих песчаных слоях. Мощность 2 м
2. Песок оранжевый, разнозернистый; имеются крупные зерна кварца. Мощность 1,5 м
3. Песок желтовато-белый, кварцевый, среднезернистый. Мощность 1 м
4. Песок яркокрасный, среднезернистый. Мощность 0,07—0,08 м
5. Глина тонкая, жирная, светлосерая с некоторой голубизной. Мощность 0,4 м

6. Песок желтовато-белый, разнозернистый (крупно- и среднезернистый). Слой ожеженного буроого песка создают, в свою очередь, косую слоистость причудливой волнистой формы, причем верхние концы загибов этих волнистых слоев срезаны.

Ниже идет песчаная осыпь высотой 5—6 м.

Отпечатки были найдены в слое 2 описанного обнажения. Кроме отпечатков листьев, в этом же слое оранжевого песка были обнаружены темнокоричневые, слегка зеленоватые глинистые гумусированные куски, сходные с почвой или илом и заключенные в тонкую железистую оболочку, отстающую наподобие скорлупы.

Пыльцевой анализ был произведен как для кусков песчаника, содержащих отпечатки листьев (А), так и для гумусированных включений (Б) (табл. 1).

Таблица 1

| | Состав пыльцы и спор | Образец А | | Образец Б | | |
|--------------------|--|--------------------------------------|------------|-------------|------------|---|
| | | число зерен | то же, в % | число зерен | то же, в % | |
| Общий состав | Древесная пыльца | — | 7 | 5 | — | |
| | Недревесная пыльца | — | 92 | 4 | — | |
| | Споры | — | 1 | 6 | — | |
| | Количество сосчитанных зерен | — | 502 | — | 15 | |
| Древесная пыльца | <i>Picea</i> | — | — | — | — | |
| | <i>Pinus silvestris</i> | — | 42 | 3 | — | |
| | <i>Betula</i> | — | 16 | — | — | |
| | <i>Alnus</i> | — | 29 | 1 | — | |
| | <i>Quercus</i> | — | 9 | — | — | |
| | <i>Ulmus</i> | — | 3 | — | — | |
| | <i>Acer</i> | — | <1 | — | — | |
| | <i>Corylus</i> | — | 6 | — | — | |
| | Nissaceae | — | — | 1? | — | |
| Недревесная пыльца | Разнообразие | Chenopodiaceae | — | 9 | 1 | — |
| | | Artemisia | — | 22 | 1 | — |
| | | Ephedra | — | <1 | — | — |
| | | Gramineae | — | 1 | 1 | — |
| | | Plumbaginaceae | — | — | — | — |
| | | Compositae | — | 2 | — | — |
| | | Caryophyllaceae | — | <1 | 1 | — |
| | | Polygonaceae | — | <1 | — | — |
| | | Umbelliferae | — | <1 | — | — |
| | | Geraniaceae | — | <1 | — | — |
| | | Rubiaceae | — | <1 | — | — |
| | | Labiatae | — | <1 | — | — |
| | | Не определенные двудольные | — | 65 | — | — |
| Споры | Bryales | 6 | — | 3 | — | |
| | Sphagnales | 4 | — | 2 | — | |
| | Polypodiaceae | 3 | — | 1 | — | |
| | Lycopodiaceae | 4 | — | — | — | |

В таблице пыльцевого анализа все подчеркнутые числа означают число зерен, числа без черточек — проценты.

Пыльцевой анализ выполнен М. П. Гричук, сотрудницей Научно-исследовательского института географии МГУ.

При изучении листовых отпечатков из числа 49 наилучшей сохранности можно было выявить следующий видовой состав: *Populus tremula* L. var. *fossilis*, *Betula* cf. *prisca* Ett., *Betula* sp., *Alnus incana* Willd. var. *fossilis* Pimen., *A. glutinosa* Gärth. var. *fossilis* Pimen., *Carpinus betulus* L. var. *fossilis*, *Corylus avellana* L. var. *fossilis*, *Fagus orientalis* Lipsky var. *fossilis* Krysh. et Baik., *Quercus roburoides* Berengé var. *ergenensis* Baranov, *Quercus* sp., *Castanea Kubingii* Kov. var. *Ungeri* (Kov.) Baranov, *Ulmus carpinoides* Goep., *Ulmiphyllum elegans* Baranov, *Parrotia* sp., *Araliaceae* (?), *Cornus sanguinea* L. var. *fossilis* Pimen., *Phyllites* sp. (1), *Phyllites* sp. (2).

1. *Populus tremula* L. var. *fossilis*. Табл. V, 5. Один полный листовой отпечаток с противоотпечатком без черешка, с почти округлой листовой пластинкой до 6,2 см в длину, со слегка оттянутым верхушечным выступом, по размерам несколько напоминающий сходный отпечаток тополя, приводимый Н. В. Пименовой (1941) для сармата Амвросиевки как *Populus mutabilis* Heer, но у нашего отпечатка базальные жилки расходятся под более тупым углом, как это свойственно осине. Кроме того, в нашей коллекции из плиоценовых отложений Рыбной слободы на Каме (Баранов, 1949) имеется несколько подобных отпечатков с различными модификациями листьев осины.

2. *Betula* cf. *prisca* Ett. Табл. V, 4, 6. Только неполная сохранность краев и основания листа не позволяет с полной достоверностью идентифицировать наши отпечатки с данным широко распространенным третичным видом, который указывается и для сармата Амвросиевки (Пименова, 1941). Во всяком случае, они очень близки к приводимым Н. В. Пименовой изображениям этого вида.

3. *Betula* sp. Табл. II, 6. Отпечаток более крупного листа со сравнительно толстоватой средней жилкой; остается не совсем определенным и с некоторой условностью отнесен к этому роду.

4. *Alnus incana* Willd. var. *fossilis* Pimen. Табл. V, 1, 9. Наши отпечатки близки к современной форме этого вида и очень напоминают изображения, данные для него Н. В. Пименовой (1941) для сарматской флоры Амвросиевки.

5. *Alnus glutinosa* Gärth. var. *fossilis* Pimen. Табл. V, 2. Хороший отпечаток с типичной для этого вида верхушкой и довольно четко выраженной вторичной и третичной нервотурой. Этот вид тоже приводится Н. В. Пименовой для сармата Амвросиевки. Имеется он также и в нашей коллекции отпечатков из плиоценовых глин Рыбной слободы.

6. *Carpinus betulus* L. var. *fossilis*. Табл. III, 5. Отпечатки этого вида довольно хорошо отличаются при сопоставлении с имеющимися отпечатками *Ulmus* по более тонким вторичным жилкам и наличию довольно резких третичных жилок, у входа в краевую зубец. Очертание и размеры листа близки к отпечаткам этого вида из плиоценовых отложений Рыбной слободы на Каме (Баранов, 1949).

7. *Corylus avellana* L. var. *fossilis*. Табл. IV, 1—2. Два довольно крупных отпечатка хорошей сохранности считаем возможным отнести к этому виду; в коллекции из плиоценовых глин Рыбной слободы на Каме имеются сходные, но еще более крупнолистные отпечатки.

8. *Fagus orientalis* Lipsky var. *fossilis* Krysh. et Baik. Табл. III, 1—3, 6—8. В данной коллекции отпечатки листьев бука отличаются наилучшей сохранностью и, помимо четырех изображенных на таблице, представлены еще обломками. Таким образом, бук в составе данного ископаемого комплекса представлен достаточно отчетливо.

9. *Quercus roburoides* Berengé var. *ergenensis* Baranov. Табл. I, 1—4. Четыре крупных отпечатка листьев выделяются своей отчетливостью. Они характеризуют довольно крупнолистную форму с хорошо выраженной нервотурой (до 10 пар жилок), до 12,5 см длины и 6,5 см ширины, которую можно рассматривать как одну из вариаций довольно полиморфного, в современном понимании, вида *Quercus roburoides* Berengé. По очертанию краев и нервации наши отпечатки сходны с изображенным этим видом, приведенным А. Н. Кристофовичем (1939) из плиоценовых отложений Армении, но у нашей формы лопасти более округлые, что позволяет нам выделить ее как разновидность (var. *ergenensis*).

10. *Quercus* sp. Табл. IV, 5. Отпечаток небольшого листа со слабо выраженными лопастями можно отнести к этому роду.

11. *Castanea Kubingii* Kov. var. *Ungeri* (Kov.) Baranov. Табл. II, 1—4, 7. Пять отпечатков, из которых два почти цельные, можно отнести к этому виду каштана. Некоторая туповатость зубцов и сравнительно широкая (4—5 см) пластинка, несколько округленная в верхней части, характерны для формы, описанной автором этого вида



Табл. I. Новая ископаемая флора из железистых песчаников ергенинской свиты, найденная В. А. Николаевым (1950)

1-4 — *Quercus roburoides* Berengé var. *ergenensis* Baranov (var. nov.)

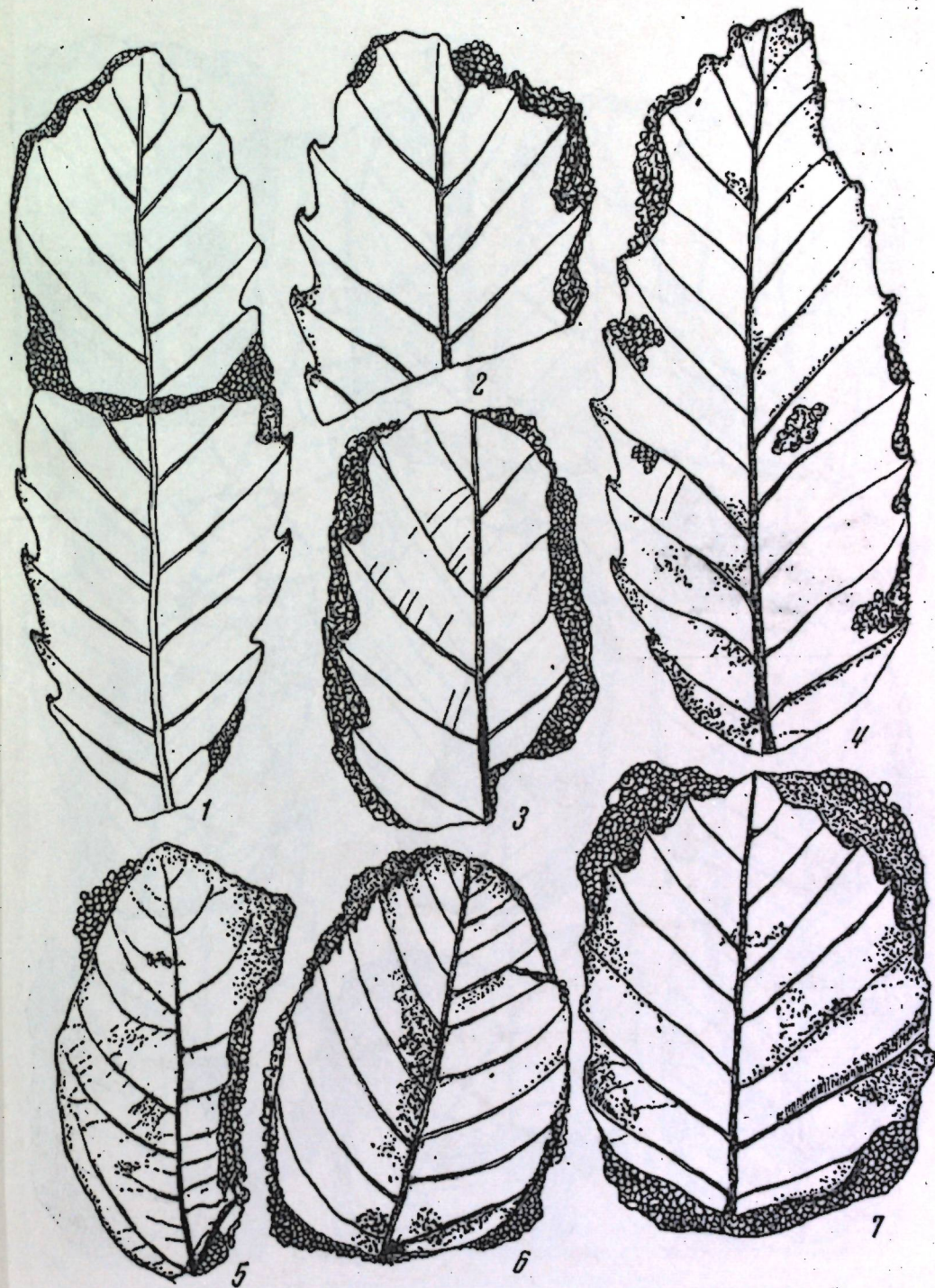


Табл. II. Новая ископаемая флора из железистых песчаников ергенинской свиты, найденная В. А. Николаевым (1950)

1-4, 7 — *Castanea Kubingii* Kov. var. *Ungerl* (Kov.) Baranov; 5 — Araliaceae; 6 — *Betula* sp.



Табл. III. Новая ископаемая флора из железистых песчаников ергенинской свиты, найденная В. А. Николаевым (1950)

1-3, 6-8 - *Fagus orientalis* Lipsky var. *fossilis* Kryshl. et Balk; 4 - *Ulmus carpinoides* Goepf.; 5 - *Carpinus betulus* L. var. *fossilis*; 9 - *Phyllites* sp.

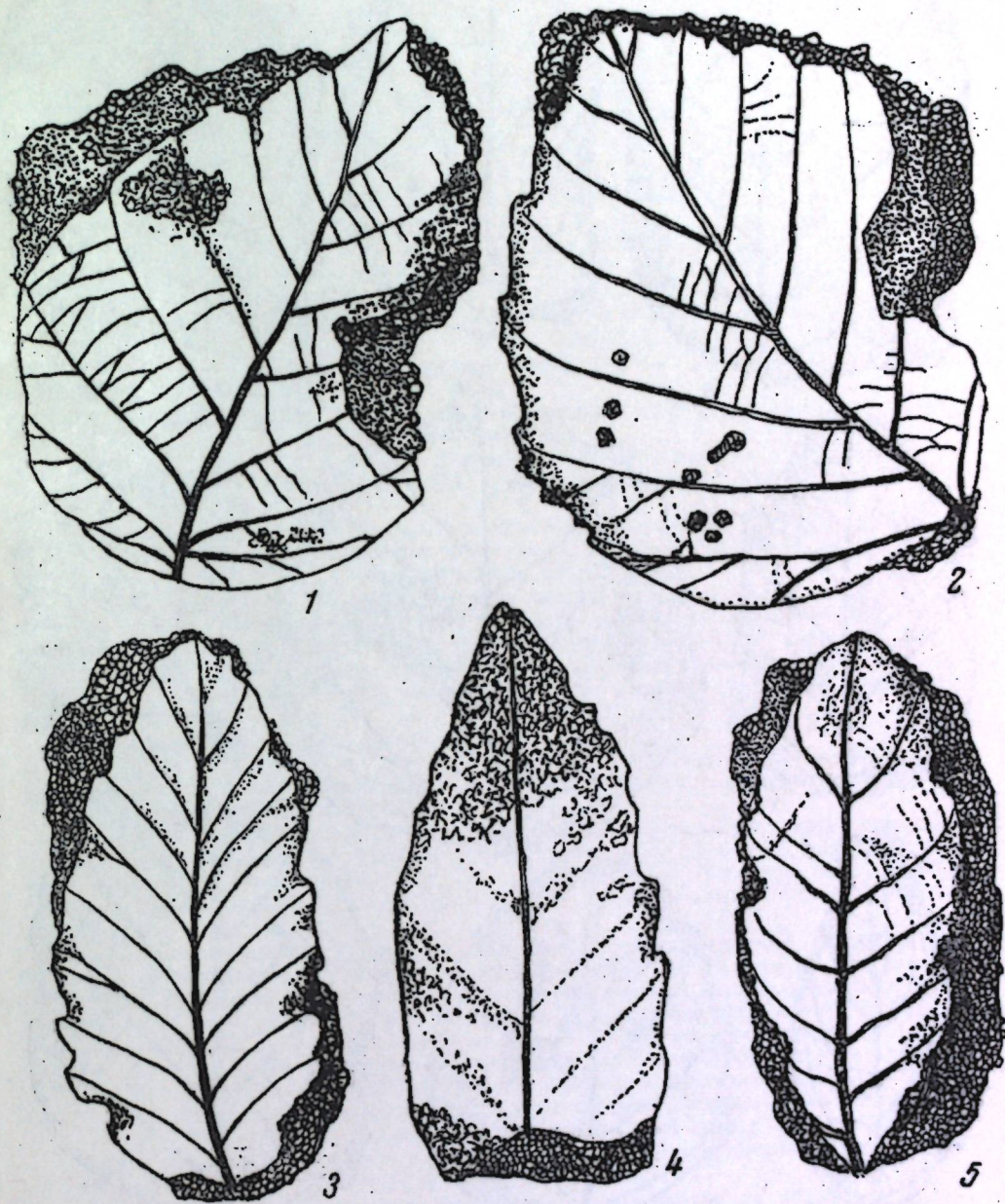


Табл. IV. Новая ископаемая флора из железистых песчаников ергенинской свиты, найденная В. А. Николаевым (1950)

1-2 - *Corylus avellana* L. var. *fossilis*; 3 - *Ulmiphyllum elegans* Baranov; 4 - *Phyllites* sp.; 5 - *Quercus* sp.

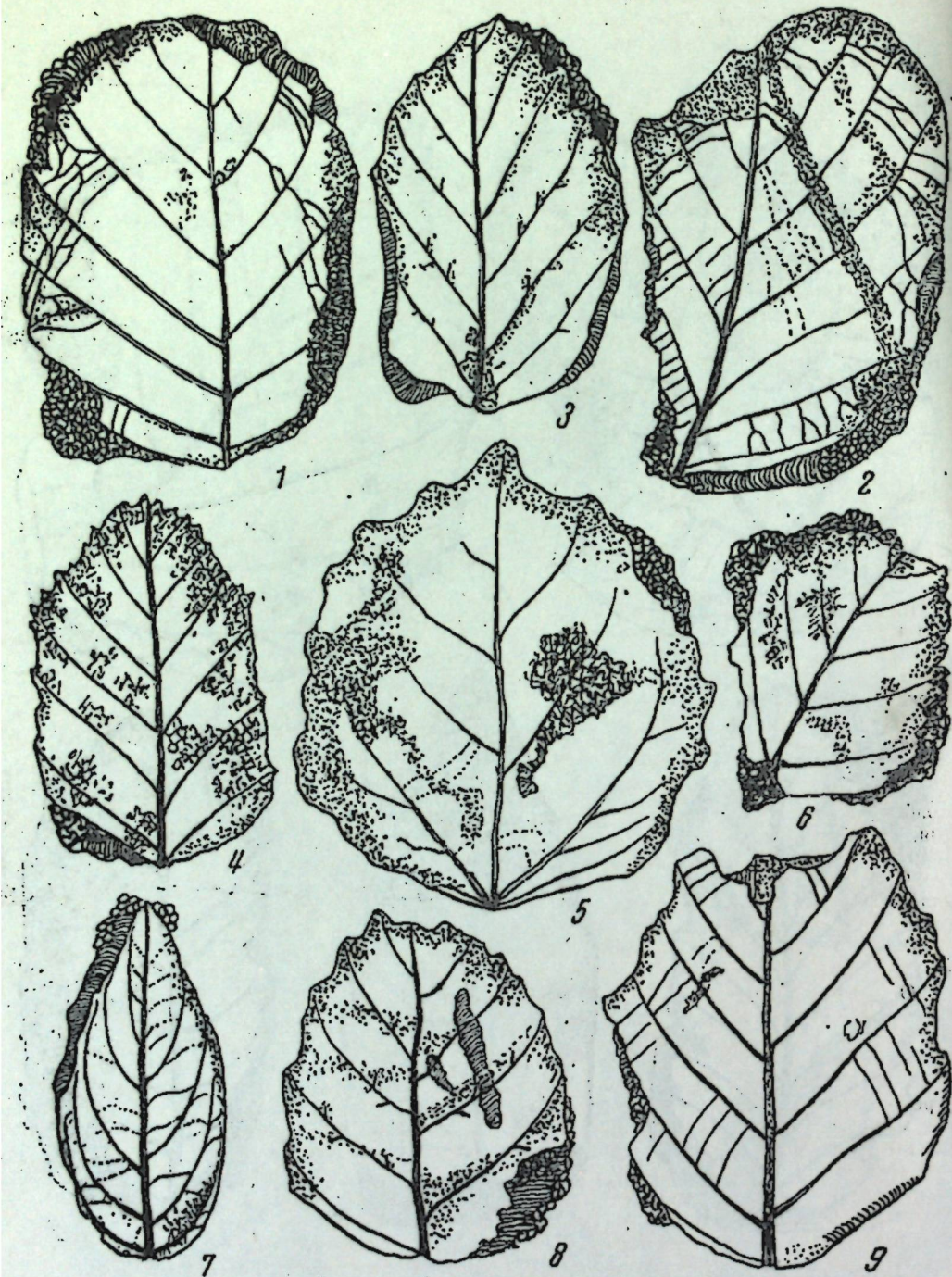


Табл. V. Новая ископаемая флора из железистых песчаников ергенинской свиты, найденная В. А. Николаевым (1950)

1, 9 — *Alnus incana* Willd. var. *fossilis* Pimen.; 2 — *Alnus glutinosa* Garth. var. *fossilis* Pimen.; 3, 8 — *Parrotia* sp.; 4, 6 — *Betula cf. prisca* Ett.; 5 — *Populus tremula* L. var. *fossilis*; 7 — *Cornus sanguinea* L. var. *fossilis* Pimen.

под названием f. *Ungeri* Kov. Эта форма, приводимая Н. В. Пименовой из сармата Амвросиевки, у нас достигает достаточно полного выражения, что позволяет рассматривать ее как разновидность (Баранов, 1951; табл. 64).

12. *Ulmus carpinoideus* Goerr. Табл. III, 4. Из имеющихся отпечатков этого вида можно составить представление, что он был здесь представлен сравнительно крупнолистной формой.

13. *Ulmiphyllum elegans* Baranov. Табл. IV, 3. Один отпечаток листа, почти идентичный с формой, описанной под этим названием из плиоценовых отложений Рыбной слободы на Каме (Баранов, 1949).

14. *Parrotia* sp. Табл. V, 3, 8. Два отпечатка, которые мы считаем возможным отнести к этому роду *Parrotia* (железное дерево), сохранившемуся до сего времени в восточном Закавказье (*Parrotia persica* С. А. М.). По размерам листа наши формы близки к отпечаткам, описанным Н. В. Пименовой из сармата Амвросиевки как *Parrotia pristina* Ett. При пыльцевом анализе породы наблюдались отдельные пыльцевые зерна, которые по величине и текстуре поверхности можно отнести только к *Parrotia* («Пыльцевой анализ», 1950, табл. 27, фиг. 3).

15. *Araliaceae* (?) Табл. II, 5. Очень своеобразный отпечаток края лопастного листа, по характеру неровности соответствует листу *Kalopanax septemlobum*, единственного представителя этого рода, сохранившегося до наших дней в лесах Дальнего Востока.

16. *Cornus sanguinea* L. var. *fossilis* Pimen. Табл. V, 7. Почти полный отпечаток листа с хорошо выраженным жилкованием и слегка оттянутой верхушкой. По очертанию листовой пластинки он ближе к современной форме, чем приводимый Н. В. Пименовой (1941) для сармата Амвросиевки.

17. *Phyllites* sp. (1). Табл. III, 9. Отпечаток зубчатой верхушки листа с 4 парами вторичных жилок, дугообразно изогнутых кверху.

18. *Phyllites* sp. (2). Табл. IV, 4. Довольно крупный (7 см длины и до 3,5 см ширины) отпечаток ланцетообразного листа с хорошо выраженной средней жилкой.

Дополнительный пыльцевой анализ проб, сепарированных из кусочков песчаника с отпечатками растений, помимо большинства форм, установленных М. П. Гричук, показал наличие пыльцевых зерен *Ostrya*, *Parrotia*, *Cornus*, *Rhus*.

Что касается пыльцы *Nyssa*, указанной в списке М. П. Гричук, то наличие этого тропического рода не влечется со всеми остальными членами данного ископаемого комплекса, имеющего черты листопадной флоры умеренного климата; вероятнее всего, за *Nyssa* были приняты сходные по очертанию пыльцевые зерна скумпии (*Rhus*) или даже дерена; наличие последнего подтверждено у нас довольно хорошими листовыми отпечатками.

При определении возраста отпечатков необходимо учесть прежде всего геоморфологические и гидрологические условия возникновения ергенинских песчаных отложений, которые дали материал для формирования самой породы, вмещающей несколько уплотненные конкреции с отпечатками.

Следует Ю. А. Петроковичу (1935), можно признать ергенинскую свиту песчаников аллювиальными отложениями большой реки — Ергень-реки. Литология, характер залегания и слоистость ергенинской толщи, как утверждает В. А. Николаев, по его наблюдениям к северу от Сталинграда, указывают на аллювиальный характер песчаных аккумуляций.

О нижней границе этой толщи можно также составить некоторое представление. Как известно, ергенинские отложения прослеживаются далеко на юг от Сталинграда по Ергеням. Исходя из их речного генезиса, нужно полагать, что морской бассейн, в который несла свои воды Ергень-река, должен был располагаться к югу от южной оконечности Ергеней. В среднемиоценовое время постепенно отступавший с севера морской бассейн имел свои северные берега на широте Сталинграда, тогда как в верхнем миоцене эти берега проходили на широте Астрахани. Из приведенных соображений вытекает, что Ергень-река могла начать свое существование не ранее как с верхнего миоцена. Так намечается нижняя граница ергенинской толщи.

Верхняя граница ергенинских отложений определяется характером залегания их, сравнимым с характером залегания акчагыльских слоев.

Ергенинские пески перекрывают Волго-Донской водораздел, не обнаруживая никакого снижения в сторону Нижнего Заволжья и Прикаспийской низменности. Повидимому, они отлагались до преакчагыльского прогибания Заволжья и Прикаспийской низменности. Таким образом, верхняя граница ергенинских отложений определяется преакчагыльским временем, т. е. средним плиоценом. Так строит свои предположения о возрасте ергенинских отложений сам автор находки описываемых отпечатков.

Эти соображения хорошо согласуются и с датировкой, которую мы можем сделать на основании сравнения изучаемой флоры с ближайшими флорами миоцена и плиоцена. Она, несомненно, значительно беднее верхнемиоценовой сарматской флоры, хорошо изученной по отложениям Крынки (Криштофович, 1914, 1931) и Амвросиевки (Пименова, 1941). В то же время эта флора по отдельным элементам теплолюбивее

плиоценовой флоры с Камы из Рыбной слободы (Баранов, 1949), но едва ли богаче по видовому составу.

Повидимому, возраст данной флоры все же выходит за пределы миоцена и является, скорее всего, нижнеплиоценовым. Это весьма вероятно, тем более, что она обнаружена в самых верхних горизонтах ергенинской толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранов В. И. Новая ископаемая флора из плиоценовых отложений Рыбной слободы на Каме. Изв. Казанск. филиала АН СССР, вып. I, 1949.
- Баранов В. И. Этапы развития флоры и растительности СССР в третичном периоде. Часть II. Неоген. Уч. зап. КГУ, т. 110, вып. 8, 1951.
- Криштофович А. Н. Последние находки остатков сарматской и третичной флоры на юге России. Изв. АН, сер. 8, т. VIII, 1914.
- Криштофович А. Н. Сарматская флора с р. Крынки. Тр. Геолог. ком., вып. 98, 1931.
- Криштофович А. Н. К истории растительности бассейна Северной Двины и Закавказья. Бот. журн., 1939, № 5—6.
- Петрокович Ю. А. К вопросу о распространении ергенинских песков. БИОИП, отд. геол., т. XIII (2), 1935.
- Пименова Н. В. Сарматская флора Амвросиевки. Киев, 1941.

А. П. БЛУДОРОВ

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕЙ И ГОРЮЧИХ СЛАНЦЕВ В ТАТАРИИ

Угли и битуминозные сланцы в пределах Татарии приурочены к отложениям девонского, каменноугольного, пермского, юрского, мелового и третичного периодов. Образование этих осадков протекало за огромный промежуток времени и было связано с качественно различными этапами формирования структуры платформы, своеобразными условиями седиментации и диагенеза в течение указанных периодов. Физико-химические особенности углей и сланцев определялись этими же факторами, а также и последующими геологическими процессами.

Таким образом, в стратиграфическом положении углей и сланцев и их качестве находят отражение все особенности геологической истории данного участка земной коры.

В верхнедевонских образованиях территории Татарии, во франском ярусе обнаружены сланцеватые породы, окрашенные в черный цвет вследствие значительной примеси органических веществ, внешне напоминающие горючие сланцы доманика западного склона Урала и залегающие среди известковистых черных глинистых сланцев и темных известняков, также обогащенных органическим материалом. Образование сланцев было связано с осадконакоплением в девонском море.

Верхнедевонское море трансгрессировало с юга в пределы Русской платформы, которая в то время находилась в состоянии некоторой подвижности, поскольку погружение ее, начавшись на юге, возрастало, распространяясь все более и более к северу. Процесс этот развивался с перерывами, скачками, когда погружения сменялись остановками, а иногда и поднятиями тех или иных участков земной коры. В условиях равнинного, слабо расчлененного рельефа платформы того времени неглубокое море затопило огромную территорию, в границах которой оказалась и площадь Татарии. Существовавшие тогда неровности земной поверхности создавали впадины и значительную изрезанность береговой линии.

Исходный материал сланцев накапливался в известном удалении от берега в этих неглубоких впадинах или морских заливах, не потерявших связи с открытым морем, но подвергшихся опреснению, судя по характеру фауны, остатки которой встречаются в доманике (фауна сильно обедненная и однообразная). В спокойной водной среде осаждался на дно тонкий ил. К нему примешивался, отмирая и падая на дно, растительный и животный планктон. В придонной части водоема биомасса подвергалась гниению. Эта смесь минеральных веществ и органических остатков создавала органику сланцев, близкую по своей природе к битуминозным веществам горючих сланцев и богхедов. По данным Т. Е. Чернышевой, эти вещества извлекаются из сланцев органическими растворителями.

Степень обогащения ила органическими веществами была различной в разных участках залива. По этой причине по простиранию обнаруживаются колебания в содержании органики в сланцах. По мере приближения к области распространения осадков открытого моря содержание органики падает, и прослойки сланцев сменяются известняками. Вверх по разрезу наблюдается такая же картина: сланцы обнаруживают разную степень обогащения органикой и чередуются с прослойками известняков.

Макроскопически сланцы представляют собой породу черного или темнобурого цвета, сильно уплотненную, обладающую значительной твердостью. Наблюдаются в породе остатки тентакулит и стилиолин. В одном образце встречены темножелтые участки прессованной кутикулы.

Под микроскопом в шлифах из сланца различается коричневая, комковатая, вследствие разной степени обогащения органикой, основная масса, в которую погружены желтые обрывки покровных тканей растений. Иногда при этом сохраняется и часть гумифицированной растительной ткани. Наблюдаются, кроме того, поперечные и продольные разрезы раковин тентакулит и стилиолин. Все включения в сланце располагаются по наслоенности, весьма тонкой и резко выраженной. В сланце встречаются в том или ином количестве кристаллы кальцита, которые представляют минеральную часть сланца. В ряде шлифов наблюдались постепенные переходы между сланцем и известняком. Наконец, в сланценой толще попадают прослойки светлосерых перекристаллизованных известняков, у которых органическое вещество располагается в порах между кристаллами. В других разностях известняков, а именно в пелитоморфных, органическое вещество настолько тесно связано с известковым осадком, что не обособляется от него и лишь слабо окрашивает породу.

Тесная связь органического вещества с известковой массой породы указывает на их одновременное накопление. Присутствие же кристаллов кальцита и сама кристаллическая структура породы свидетельствуют о вторичных процессах, протекавших после осадконакопления. Большая глубина, на которую оказались погруженными в результате последующего осадконакопления породы доманика, способствовала значительному уплотнению и рассланцовыванию их. По внешнему виду они весьма сходны с породами доманика западного склона Урала. Следовательно, как в строении сланценой толщи, так и в самих сланцах проявляются общие черты — смена сланца известняком, что зависит от колебательных движений платформы.

В распределении осадков с разной степенью обогащения органикой по простиранию играли роль, кроме того, и неровности морского дна. В углублениях морского дна, в застойной среде, больше скопился разлагающийся органический материал. При выравнивании рельефа органический материал стал распределяться более равномерно.

Влияние биологических факторов на распределение органического вещества в сланцах также, видимо, имело место. Сказывалось прежде всего при этом распределение организмов сообразно условиям обитания их в разных частях водоема. Планктонные организмы обитали в верхней части водоема, где кислорода было достаточно для их жизни. После гибели они падали на дно и входили в состав исходной массы. В глубине бассейна, в застойной обстановке, господствовали анаэробные микроорганизмы, которые способствовали процессу разложения отмерших организмов и сами, по завершении жизненного цикла, шли на пополнение органики будущих сланцев. Таким образом, сланцы формировались в плохо аэрируемых углублениях морского дна, а известняки — в верхней, не загрязненной части водоема.

Однако чередование сланцев и известняков определялось не только биохимическими процессами, но и колебательными движениями земной

коры, которые проявлялись в области формирования сланценой толщи. В этих условиях происходила борьба процессов седиментации, смена фаций. При погружении платформы происходило углубление бассейна, создавалась обстановка открытого моря, благоприятная для накопления известкового осадка, лишённого органических примесей. При остановке погружения или даже подъеме платформы создавались условия спокойного, застойного водоема, в котором, наряду с выпадением тонкого известкового ила, накапливались в большом количестве (сравнительно с первым процессом) органические остатки, которые и формировали черные сланцы, местами весьма близкие к горючим.

При указанных колебаниях контуры водоемов менялись, что и отразилось на площади распространения сланцев. Связанная с колебаниями платформы борьба двух процессов накопления (с одной стороны, известкового осадка, а с другой — органических остатков) и составляет сущность седиментации сланценой толщи доманика и шугуровской свиты верхнего девона в пределах Татарии.

Вверх по разрезу сланценой толща сменяется известняками с фауной открытого моря, что свидетельствует о возобновившемся погружении, исчезновении обстановки застойного водоема и создании условий неглубокого, но открытого эпиконтинентального моря.

Вскоре произошло новое поднятие, которое повлекло за собой обмеление моря и образование разобщенных заболоченных водоемов. В них стал накапливаться уголь. В Татарии впервые, да, пожалуй, и на Русской платформе (за исключением Тимана), уголь встречен на большой глубине в аргиллитово-мергельной толще наддоманика (Тихий, 1951).

Толща сложена переслаивающимися известковистыми аргиллитами и мергелями с остатками наземной растительности и фауны. В. Н. Тихий среди них установил следующие формы: *Aulopora* cf. *conglomerata* Goldf., *Fenekiella* ex gr. *achanaensis* Soschk., *Psilophyales*, *Knorria* sp., *Avicula mytiliformae* Hall., *Tentaculites tragula* Wen., *Semilukiella* sp. nov. (ex gr. *S. zaspelovae* Eg) и другие. Иногда попадаются деформированные остатки рыб.

Породы окрашены в темносерый цвет и обнаруживают микрослоистую и сланцеватую текстуру. В нижней части толщи преобладают мергели, а в верхней — сланцеватые и углистые аргиллиты. При этом в аргиллитах встречаются значительное количество обугленных остатков растений, выделения пирита и заключена прослойка описываемого угля¹. Вследствие плохого выхода ядра неизвестно строение всей толщи и угольного пласта. Мощность последнего не улавливается и каротажем. Мощность аргиллитово-мергельной толщи достигает 41 м. Возраст угленосной толщи точно пока не установлен, но можно полагать, что она синхронична, с одной стороны, петинским слоям центрального девонского поля, а с другой — орловской свите Урала, в которой нами также обнаружен уголь (Блудоров и Мелешенко, 1947). Сходство стратиграфического положения девонских углей Урала и Татарии позволяет область верхнедевонского угленосия распространить за пределы Уральской геосинклинали, на Русскую платформу (Степанов, 1937).

Уголь из верхнедевонских отложений Татарии имеет черный цвет и сильный, близкий к металлическому блеск с желтым отливом, что указывает на высокую степень углефикации. Уголь обладает значительной плотностью, твердостью и угловатым изломом. На вертикальных изломах угля, несмотря на его большую плотность и блеск, хорошо различается тонкополосчатая структура. При этом выделяются более сильным блеском полоски витрена, чередующиеся с менее блестящей основной массой

¹ Образец передан нам В. И. Троепольским.

угля. Толщина полосок витрена достигает 1 мм, а некоторые из них очень тонки и едва различимы простым глазом.

Основная масса угля в отраженном свете имеет белую со слабым желтоватым оттенком окраску и совершенно однородную поверхность, хорошо отражающую свет. В этой однородной массе наблюдаются включения форменных элементов, располагающихся весьма тонкими горизонтальными рядами — полосами. Полосчатость особенно подчеркивается минеральными включениями, которые представлены тонкими зернами пирита. Среди форменных элементов органического происхождения следует указать на витрен и ксилен.

Витрен, как и основная масса угля, обладает белым цветом, ровной, плотной, хорошо отражающей свет поверхностью. От основной массы угля он отличается отсутствием минеральных включений. Полоски витрена обычно весьма тонки, достигая лишь местами 1,0 мм, и вытянуты в соответствии с полосчатостью угля.

Ксилен характеризуется белым цветом, чем прежде всего и отличается от основной массы угля. Линзы ксилена не содержат в заметных количествах минеральных включений и выделяются главным образом наличием отверстий (бывшие внутриклеточные полости). Последние имеют округлые очертания и сохранились участками. В пределах одного фрагмента крупные отверстия сменяются мелкими отверстиями с неразличимыми очертаниями. В других фрагментах наблюдаются только мелкие отверстия. Линзочки ксилена очень малы, но располагаются они также параллельно полосчатости. В шлифе длина наиболее крупных линз ксилена достигает 1,0—2,0 мм.

Вследствие малого выхода керна не было возможности произвести достаточно полный химический анализ угля.

Татгеолтрест приводит следующие данные для угля:

| | | | |
|-----------------|-------|----------------------|--------|
| Влага | 15,6% | Сера общая | 2,35% |
| Зола | 9,1% | горючая | 2,31% |
| Азот | 1,5% | сульфатная | 0,048% |

Следует при этом отметить невысокую зольность угля и малое содержание серы. Последняя входит главным образом в состав пирита, который в шлифе ясно различим.

Судя по остаткам ксилена и витрена, органически связанным с массой угля, можно предположить, что уголь образовался из остатков высших растений и относится к гумусовым тонкополосчатым кларенам. Как показывает характеристика вмещающих пород и фауны, угленакпление происходило в приморских неглубоких водоемах, в малоподвижной среде. Процессы гниения исходной растительной массы вызывали восстановление железа и образование пирита. Стеблевые элементы, входившие в состав исходной массы, достигли высокой степени разложения, потеряв клеточное строение. Лишь местами последнее улавливается в линзах ксилена. В обстановке обмеления шло накопление и основной массы угля.

Преобладание внизу угленосной толщи мергелей с фауной, а сверху — аргиллитов с растительными остатками и углем свидетельствует о том, что вначале бассейн характеризовался большими глубинами и связью с открытым морем, а позднее произошло обмеление, заболачивание, обособление с последующим опреснением, когда и стал формироваться уголь.

Большая плотность угля, макроскопически сильный блеск, непрозрачность угля в проходящем свете, высокая отражательная способность его и неразличимость мелких форменных элементов (спор, смоляных тел

и пр.) указывают на то, что описываемый уголь довольно высоко углефицирован. Микроскопически он весьма сходен с углем из девонских отложений р. Волонги на Тимане, который был описан С. Н. Наумовой из коллекции А. А. Чернова.

Предполагаем, что при наличии платформенных условий залегания угля причиной высокой степени углефикации является региональный метаморфизм, связанный с большой глубиной нахождения угля.

В фаменском веке погружение Русской платформы прекратило накопление исходного материала сланцев и углей. В начале этого века связь с открытым морем оказалась, однако, нарушенной, концентрация солености морской воды повысилась, и стали выпадать осадки, создавшие толщу доломитов, ангидритов, гипсов. Во второй половине фаменского века связь с открытым морем восстановилась. Отражением этого обстоятельства является наличие в разрезе верхнего девона известняков и доломитов, завершающих в пределах Татарии толщу девона. Все эти изменения в морском режиме связаны были с колебаниями Русской платформы, еще сохранявшей тогда свою подвижность.

Морской режим сохранился на протяжении и следующего, каменноугольного периода. К началу визейского времени произошли, однако, поднятия, изменившие обстановку седиментации. В связи с этими движениями произошло обмеление и заболачивание в приморской низине. На неровной поверхности более древних отложений стали накапливаться угленосные осадки. Неровности рельефа отразились и на мощности, и на строении угленосной толщи. Местами, где размыв достиг значительных размеров (сел. Булдырь), мощность угленосной толщи доходит до 157 м. Так, у сел. Булдырь такого типа угленосная толща вскрыта одной скважиной в интервале довольно больших глубин. По другим скважинам в пределах той же булдырской площади мощность угленосной толщи резко падает. Местами угленосная толща совершенно отсутствует.

На юго-востоке Татарии (Шугуровский район) мощность этой толщи колеблется в пределах 10—15 м. Как нами сообщалось ранее (Блудоров, 1944), у сел. Булдырь и пос. Шугурово угленосная толща залегает на большой глубине. Слагается угленосная толща плотными глинистыми темносерыми сланцами, кварцевыми песчаниками и углями. Судя по данным бурения, она наиболее полно выражена у сел. Булдырь. Угольные пласты в количестве 3—5 распределяются в средней части толщи, достигающей мощности 66,85 м и состоящей из 6 литологических комплексов. Ввиду плохого выхода керна мощность пластов угля неизвестна.

В основании каждого комплекса залегает песчаник, выше — глинистый сланец, а затем — уголь; иногда вместо угля находится углистый сланец. Все эти комплексы имеют общие, но не тождественные черты строения, что указывает не на повторяемость, а на развитие процесса седиментации. Каждый из комплексов (ритмов) есть лишь этап истории формирования угленосной толщи под влиянием неоднократных колебательных движений платформы, не потерявшей еще своей подвижности. Во всей песчано-глинистой толще, включая тульские слои, выделяется не менее 12—14 комплексов. В местах повышения рельефа дна количество этих комплексов сокращается, но это не означает вообще сокращения числа колебаний морского дна, так как те участки, где размыв был значителен, расположены по соседству с участками, где размыв проявлялся слабо, и поэтому трудно предположить в условиях платформы дифференциальные движения на столь небольшой площади. Места глубокого размыва поверхности доугленосных отложений покрывались осадками угленосной толщи раньше, чем слабо размывые, возвышенные участки. Поэтому нижние горизонты мощной угленосной толщи

скорее всего являются более древними, нежели нижние горизонты угленосной толщи возвышенных соседних участков.

Верхние горизонты угленосной толщи образовались позднее и оказываются поэтому синхроничными уже на всей площади их распространения. Какова была конфигурация этих углубленных участков «лож» угленосной толщи, сказать трудно вследствие ограниченности данных. Возможно, что эти участки имели форму извилистых углублений, вытянутых подобно руслу, открытому на восток, откуда происходило наступление моря и перемещение углеобразующей зоны.

Угленосные осадки нижнего карбона Татарии палеогеографически связаны с Подмосковным бассейном. Они находятся на противоположном крае этой области угленакопления (Раузер-Черноусова, 1947; Тихий, 1951). Близость известных участков последней к открытому морю и особенности условий седиментации на платформе, выразившиеся в малой мощности осадков и угольных пластов, малом их количестве, позволяют рассмотренную угленосную толщу нижнего карбона причислить к параллельно-лимническому типу, как причислял угленосную толщу Подмосковного бассейна к этому типу П. И. Степанов (1937). Название параллельный — «приморский» — объясняется тем, что угленосные осадки по простиранию в конце концов переходят в морские осадки того же возраста. При исследовании угленосной толщи Подмосковного бассейна за последнее время (Л. М. Бирнина, А. М. Ульмер) находят все больше данных, подтверждающих морское происхождение этой толщи.

Название «лимнический» присоединяется потому, что угольные пласты, как это видно на материалах Подмосковья, не выдерживаются по простиранию, образуя линзы или пластовые залежи. Мощности угленосной толщи мала, отсутствуют прослойки с морской фауной. Одним словом, обнаруживается комплекс признаков, присущих лимническому типу.

Угли, встреченные скважинами (сел. Булдырь и Шугурово) в угленосной толще нижнего карбона, имеют черный цвет (черта — бурая). Среди них выделяются две разновидности.

Первая из них обладает слабым блеском с шелковистым отливом, раковистым изломом и массивным сложением. Иногда в угле можно наблюдать при этом тонкие и быстро выклинивающиеся линзочки витрена. Местами этот уголь обнаруживает сланцеватость, фиксирующуюся расположением растительных остатков. Последние имеют микроскопически буровато-желтый цвет, лишены внешне различимых признаков строения и представляют собою, по видимому, покровные ткани. Иногда встречаются выделения тонкокристаллического пирита.

Вторая разновидность угля скорее всего является матовой, местами слабо поблескивающей; участками наблюдаются в ней тонкие блестящие, быстро выклинивающиеся линзочки витрена, которые и придают углю слабые поблескивания. Эта разновидность угля обнаруживает признаки сланцеватого сложения. Встречаются стяжения кристаллического пирита.

Угли обеих разновидностей отличаются значительной твердостью, плотностью и сравнительно легко раскалываются лишь по плоскостям сланцеватости. Первая разновидность отличается вязкостью по сравнению со второй. При долгом лежании в лаборатории угли внешне почти не изменились, что указывает на их устойчивость при выветривании. Вторая разновидность, судя по трещиноватости, которая в ней обнаружилась, оказывается менее устойчивой. С горячей и слабой щелочью угли дают очень слабое окрашивание.

Обе разновидности угля в районе сел. Булдырь встречены буровой скважиной на большой глубине среди темносерых глин. Уголь, вскрытый скважиной у пос. Шугурова, относится к первой разновидности. Под микроскопом видно, что первая разновидность состоит из красно-бурой

местами бурой (видимо, вследствие примеси глинистого материала) основной массы, в которую погружены подчиненные ей в количественном отношении форменные элементы. Среди последних различаются желтые гладкие и бугорчатые (остробугорчатые) микроспоры, достигающие длины 0,04—0,09 мм. Обрывки макроспор встречаются редко. Полоски кутикулы, несущие обычно по одному краю зубчики, встречаются довольно часто и нередко преобладают над спорами. Наблюдаются в значительном количестве и обрывки кутикул.

Очень редко попадаются мелкие линзочки фюзена и витрена. По этим данным, уголь, содержащий много кутикулы, следует причислить к кутикуловому, а местами — к спорово-кутикуловому кларену. Иногда соотношение основной массы и форменных элементов таково, что можно говорить о дюрене-кларене.

Все форменные элементы в шлифе обнаруживают определенную ориентацию, следующую плоскостям наложения, которые микроскопически неразличимы в угле. Эта ориентация указывает на процесс осадения исходного растительного материала в бассейне, причем в сравнительно спокойной обстановке, что подтверждается чистотой угольной массы. Местами лишь наблюдается обогащение последней тонкодисперсным глинистым материалом.

При исследовании под микроскопом второй разновидности обнаруживается основная масса коричневатого-бурого, местами коричневого цвета, в зависимости от примеси глинистого материала, в которую погружены форменные элементы. Среди последних преобладают микроспоры, окрашенные в яркожелтый цвет, с гладким или бугорчатым внешним краем. Экзидны микроспор обычно сплюснуты. Они достигают размера 0,08 мм, среди них попадаются как целые, так и разрушенные экземпляры. Макроспоры обычно различаются в обрывках желтого или оранжевого цвета, иногда бугорчатых. Наблюдаются и хорошо сохранившиеся экзидны макроспор. В небольшом количестве встречаются яркожелтые с зубчиками по одному краю полоски кутикулы. Преобладают, таким образом, среди форменных элементов споры. Редко попадаются вертикальными фюзена. Иногда встречаются линзочки витрена, разбитые вертикальными трещинами, не содержащие включений и достигающие толщины 0,04 мм и длины 0,5 мм. Местами наблюдаются серые тонкозернистые линзочки глины. Пирит встречается в форме мелких округлых стяжений, иногда образующих скопления.

Все форменные элементы располагаются по наслоенности угля. Форменные элементы местами в количественном отношении подчинены основной массе, а местами преобладают над ней. Следовательно, по своей микроскопической картине угли второй разновидности должны быть названы споровыми дюрено-кларенами дюренами.

Резкой разницы в микроскопическом строении углей обеих разновидностей, таким образом, не наблюдается. Угли Шугуровского района под микроскопом обнаруживают явные черты сходства с первой разновидностью: среди форменных элементов встречаются и кутикула, и споры, количество среди последних иногда преобладает. Особенностью этих углей является: 1) присутствие неокатанных кварцевых зерен (размер 0,03—0,08 мм), рассеянных в массе угля; 2) более темный цвет основной массы, участками оказывающейся почти непрозрачной.

В южной части Удмуртии, граничащей с Татарией, буровой скважиной в районе сел. Бураново в угленосной толще нижнего карбона также вскрыт черный матовый твердый сланцеватый уголь, по структуре являющийся споровым дюреном.

Внешний вид угля и данные микроскопии позволяют эти угли причислять к той же группе, что и угли Татарии.

Таким образом, описанные выше угли нижнего карбона Татарии относятся к гумусовым каменным углям, стоящим по степени углефикации на грани с бурыми, поскольку они дают слабое окрашивание щелочи. По карте А. З. Широкова (1947), территория распространения углей Татарии находится в пограничной зоне развития каменных и бурых углей.

Угли Подмосковского бассейна, относящиеся к тому же возрасту, что и угли Татарии, обладают меньшей плотностью и твердостью и быстрее выветриваются, что указывает на меньшую степень их метаморфизма; подмосковные угли относятся к бурым углям. Микроскопически к углям Татарии ближе всего стоят гумусовые подмосковные угли.

Описанные месторождения углей Татарии образовались, как и подмосковные, на платформе. Повышенная, по сравнению с подмосковными, степень метаморфизма углей Татарии объясняется, по-моему при большой глубине, на которую они оказались погруженными (1000 м и несколько более), прежде всего, давлением мощных вышележащих толщ, сильно уплотнивших породы и угли нижнего карбона. Угли Подмосковского бассейна не погружаются более чем на 300 м от дневной поверхности. Обычно же глубина залегания их находится в пределах нескольких десятков метров. Это показывает, что последующие процессы, которые влияют на качество угля, в Подмосковном бассейне были иными, чем в пределах Татарии.

Эту обстановку создала большая подвижность востока Русской платформы, обусловившая большую мощность осадков и большую глубину залегания угленосной толщи. В тульское время море вновь приблизилось к зоне угленакопления и покрыло ее. Однако первое происхождение чередование условий угленакопления с морскими условиями, и потому тульские слои, наряду с прослоями с морской фауной, содержат углистые прослойки. Позднее устанавливается морской режим, угленакопление прекращается и не возобновляется в течение всего карбона. В основании среднего карбона в пределах Татарии присутствуют песчано-глинистые осадки, но прослойка угля здесь не наблюдается, что, видимо, было связано с отсутствием благоприятной обстановки.

После угленакопления нижнего карбона, как и после угленакопления верхнего девона, наступил длительный период седиментации, обнаруживаемый по залеганию внизу осадков открытого моря, а сверху — лагуно-морских. Однако этот новый ритм имел свои особенности, отражающие ход геологической истории и развитие данного участка земной коры. Ритм карбона охватил большой отрезок времени, включил нижнюю пермь и испытал перерывы в начале среднего карбона, а в Подмосковье, кроме того, в начале верхнего и в конце нижней перми. Эти поднятия и перерывы в морском режиме отражаются в разрезе в форме песчано-глинистых, местами красноцветных прослоек. В течение всего каменноугольного периода в восточной части Русской платформы, а следовательно и той части ее, где находится Татария и где накопилась толща морских осадков большой мощности, произошли погружения, чередовавшиеся с остановками и поднятиями, т. е. эта часть Русской платформы не потеряла еще своей подвижности. Значительные поднятия конца нижней перми в верхнепермскую эпоху вновь сменились погружением.

В нижнеказанское время море трансгрессировало на платформу с севера, а не с востока, как это было в древнем палеозое, так как на востоке в это время образовалась суша и поднимался Уральский хребет.

Ингрессия нижнеказанского моря совершалась в несколько этапов. В начальной стадии продвижения пермского моря на севере по восточному краю его в заливе сформировались верхнепермские угленосные осадки Печорского бассейна. Здесь угленакопление шло в условиях сравнительно подвижной краевой части платформы вблизи геосинклинали;

с чем связана и большая мощность осадков и высокая степень метаморфизма углей. При дальнейшем продвижении моря к югу в пределах современного Прикамья также образовалась область угленакопления. Эта область, как и упомянутая выше пермская в Печорском бассейне, подобно каменноугольной центральной части Русской платформы, находилась в непосредственном соседстве с морем. По этой причине угленосные нижнеказанские осадки Прикамья по простираанию переходят в морские осадки того же возраста. Угленосная толща нижнеказанского возраста, стратиграфически связанная в Прикамье с подстилающими и покрывающими ее пермскими осадками, достигает небольшой мощности (до 20 м). Она слагается песчаниками, алевролитами глинами, мергелями, известняками и углями. В строении всего нижнеказанского подъяруса, включающего угленосную толщу, обнаруживается ритмическая седиментация, причем различаются максимум 4 комплекса (ритма). Каждый из них слагается внизу известняками, а сверху — глинами и углями. Известняки свидетельствуют о погружении исследуемой территории и о вторжении моря, а глины с углями фиксируют остановки погружения или поднятия и отступление моря. Песчаники в основании комплекса встречаются как исключение. Прослойка массивного, иногда оолитового известняка, разделяющего угленосную толщу на две части, в районе устья р. Иж содержит остатки морской фауны (пластинчатожаберные, брахиоподы и фораминиферы). В остальных прослойках известняков, отличающихся тонкой наслоенностью, встречаются лишь раковины остракод и пелеципод (антракозиды), обитателей опресненных морских водоемов.

Среди верхнепермских отложений описываемой области находятся два-три пласта угля небольшой мощности (0,10—0,50 м). Угли имеют темнобурый, почти черный цвет, темнобурую черту и значительно меньшую плотность, чем угли карбона Татарии, приближаясь, в этом отношении, скорее, к углям нижнего карбона Подмосковского бассейна. Пермские угли Татарии ближе всего стоят к матовым углям, хотя иногда наблюдается и слабый блеск. Последний обычно связан с наличием полосок витрина. Текстура углей — слоистая, а структура — полосчатая или штриховатая. На воздухе угли, сравнительно быстро выветриваясь, разрушаются. Со щелочью они дают интенсивное окрашивание. В органической массе угля обнаруживается до 63—70% углерода, 5—7% водорода и до 20% кислорода, что типично для бурых углей.

Под микроскопом в шлифах углей различаются красновато-коричневая основная масса и яркожелтые форменные элементы — кутикула, споры, смоляные тела, а также и стеблевые — ксилен, фюзен и витрен. Споры встречаются в небольшом количестве. По степени углефикации пермские угли следует отнести к бурым углям, но несущим признаки метаморфизма. Плотность пермских углей значительно меньше, чем углей карбона. Интенсивное окрашивание щелочи, чего не наблюдается у углей карбона, указывает на буроугольную стадию. По природе пермские угли следует отнести к гумусовым углям, судя по остаткам высших растений, наблюдающимся в шлифах, и низкому содержанию водорода.

Угли обладают высокой зольностью и местами переходят в углистые сланцы.

Месторождения верхнепермских углей Татарии образовались на платформе в стадии начавшейся ее консолидации. Эти особенности платформы выражаются в том, что погружение нижнеказанского времени не было устойчивым, неоднократно сменялось остановками или даже подъемами. В верхнеказанское время трансгрессия не возобновилась, и история казанского моря свелась к уменьшению его контуров. На малую подвижность платформы указывает и небольшая мощность осадков, отло-

жившихся в это время, и небольшая глубина, на которой они залегают. Обычно казанские отложения выходят на дневную поверхность. В местах общего погружения слоев они не опускаются на большие глубины.

В такой обстановке образовались бурые угли со слабой метаморфизацией и отсутствием последней во вмещающих породах. Эти условия залегания пермских углей Татарии имеют большое сходство с условиями залегания углей нижнего карбона Подмосковья, хотя геологический возраст их и различен. Поэтому по степени метаморфизации бурые пермские угли Татарии вполне можно сопоставлять с бурыми углями нижнего карбона Подмосковья. В палеогеографии этих толщ много есть сходства. Пермские угленосные осадки образовались также в приморских заболоченных низинах, и к западу они сменяются морскими осадками.

В верхнеказанское время на западе Татарии образовались лагунно-морские отложения, а на востоке — красноцветные. Последние обычно и перекрывают угленосную свиту.

Таким образом, на востоке Татарии, где шло угленакопление, морской режим был более кратковременным, чем на западе. В конце перми обстановка седиментации красноцветов в связи с поднятием распространилась на огромную площадь и продолжала господствовать и в триасе. В этих условиях угленакопление не происходило.

С наступлением юрского периода морской режим господствовал далеко за пределами Татарии. Так было, очевидно, в течение нижней и средней юры, так как морских осадков этого времени в пределах Татарии не найдено. В верхнеюрскую эпоху устойчивое состояние платформы вновь сменяется подвижным, начинаются погружения, и море вновь появляется в пределах Татарии, но только на юго-западе ее, где в верхневолжское время образовались песчано-глинистые осадки с прослойками горючих сланцев. Судя по органическим остаткам, среди которых главную роль играют аммониты, сланцевосная толща верхней юры отлагалась в морском бассейне. Исследования М. Д. Залесского (1928) показали, что накопление исходного материала сланцев происходило в неглубоком заливе за счет растительного планктона (водоросли — *Pediastrites kidstoni* Zall) и, частично, животных организмов.

Сланцы окрашены в темнобурый цвет, лишены блеска, обладают тонкой слоистостью, но не отличаются плотностью и твердостью. По наслоенности сланца наблюдаются отпечатки аммонитов и пеллеципод.

Под микроскопом в шлифе сланца видна желто-бурая, участками коричневатая комковатая основная масса, в которой встречается мелкодробленый растительный материал («торфяная труха»), остатки водорослей — *Pediastrites kidstoni* Zall фораминиферы, зерна глаукопита и довольно обильная примесь тонкозернистого кальцита. Содержание последнего иногда настолько увеличивается, что порода приближается к мергелю. Значительное содержание мелкозернистого кальцита, погруженного в бурюю комковатую массу сланца, придает микроструктуре юрских сланцев сходство с микроструктурой девонских сланцев, о которых говорилось ранее. По данным микроскопии и химического анализа, горючие сланцы относятся к сапропелитам, содержащим примесь гумусового вещества. В органической массе сланца определено: углерода — 61,3%, водорода — 7,3%. Наличие фенолов в дегте указывает на примесь гумусовых веществ.

Малая мощность сланцевосной толщи (3,00—12,00 м) при суммарной мощности сланцев от 0,85 до 2,47 м, невысокая степень углефикации органической массы (калорийность колеблется от 952 до 2360) и небольшое количество (1—7) сравнительно быстро выклинивающихся прослоек сланцев свидетельствует о формировании их в условиях платформы при слабо развитых колебательных движениях. Сланцевосная толща залегают

на небольшой глубине, иногда даже выходит на дневную поверхность и не имеет никаких следов метаморфизма ни в сланцах, ни во вмещающих породах, чем юрская сланцевосная толща резко отличается от девонской. В конце волжского времени формирование горючих сланцев прекратилось. Оно возобновилось лишь в конце нижнего мела. Тогда образовались серые тонкие глины аптского времени, к которым и приурочены горючие сланцы. Сланцевосная пачка достигает небольшой мощности (0,95 м). Правда, сведения о меловых горючих сланцах весьма ограничены и базируются лишь на общих указаниях Н. Т. Зонина (1939).

Таким образом, в мезозое было два этапа формирования сланцев: один — в конце юры, а другой — в конце нижнего мела.

Сланцевосные пачки не составляют одно целое. Они разделены продуктами перемыва и переотложения осадков.

В течение почти всего верхнего мела море еще существовало в пределах юго-западной Татарии, но к концу верхнего мела оно покинуло эту площадь вследствие возобновившихся значительных поднятий платформы.

О палеогеновых отложениях на территории Татарии имеются весьма скудные сведения.

Большой известностью пользуются осадки неогена. К началу неогена платформа становится устойчивой, обнаруживающей в общем тенденцию к поднятию. Только отдельные ее участки испытывали погружение вследствие расколов в фундаменте. Осадочный покров подвергался воздействию эрозионных процессов, которые формировали расчлененный рельеф. Море ингрессировало лишь по образовавшимся к тому времени речным долинам, оставляя в них свои осадки. При регрессии в остаточных водоемах происходило заболачивание и накопление исходного материала углей. Поэтому угленосные осадки плиоценового времени залегают на размытой поверхности древних (обычно верхнепермских) образований.

Угленосные плиоценовые осадки известны в центре и на востоке Татарии, где они связаны с долиной Камы и отделены размывом от подстилающих пород.

В основании угленосных плиоценовых осадков обычно встречаются конгломераты, состоящие из продуктов разрушения древних пород. Угленосные осадки плиоцена или выходят на дневную поверхность, или залегают на небольшой глубине под толщей четвертичных осадков. Угленосная толща имеет небольшую мощность (2—3 м) и складывается преимущественно пластичными серыми или коричневыми глинами с остатками пресноводной фауны.

Безугольные серые пластичные глины покрывают и подстилают угленосную толщу и достигают в общем мощности не менее 40 м. Местами в глине попадаются прослойки песков и, еще реже, мергелей.

В угленосной толще вскрыты три угольных пласта непостоянной мощности (0,05—0,85 м), сложенные углем малой плотности, значительно меньшей, чем у пермских углей. Уголь матовый, окрашен в коричневый цвет и состоит из двух разновидностей: 1) плотной массивной или слоистой; 2) землистой, рыхлой. На воздухе уголь, сравнительно быстро выветриваясь, превращается в мелочь. Химический анализ обнаруживает в горючей массе угля невысокое содержание углерода (62%) и водорода (4—5%) и высокое — кислорода (23%), что указывает на низкую степень углефикации. Уголь имеет большую влажность и интенсивно окрашивает щелочь.

Под микроскопом в коричневой массе угля различаются остатки лишь высших растений, среди которых наблюдаются фрагменты древесины и покровных тканей. Для микроструктуры этих углей характерна недостаточно ясно выраженная обособленность основной массы и форменных элементов. Сама основная масса оказывается состоящей как бы из

мельких обрывов тканей. Однородной, коллоидального строения основной массы, как это наблюдается у пермских углей, здесь не имеется. Это, очевидно, объясняется слабой уплотненностью угля, отсутствием каких-либо признаков метаморфизма, поскольку угли залегают вблизи земной поверхности.

По всем признакам рассматриваемые третичные угли Татарии относятся к типичным бурым, гумусовым углям.

Месторождения плиоценовых углей в Татарии формировались на платформе, вне связи с морскими бассейнами или после их исчезновения, в реликтовых опресненных водоемах (эрозионные понижения рельефа), в континентальных условиях.

Спокойная обстановка формирования углей, отсутствие позднейших тектонических движений, синхроничных со временем углеобразования, а также и влияния нагрузки лежащих выше отложений — нашли свое отражение и в малой плотности плиоценовых углей и пород.

По своему строению угленосная толща плиоцена является типично лимнической, поскольку в основании ее резко выражен размыв, толща содержит остатки пресноводной фауны, занимает ограниченные участки, а угольные пласты имеют форму линз, фиксирующих профиль водоема.

Ритмичность в строении угленосной толщи слабо выражена и была, повидимому, в своем образовании связана с колебанием в конце плиоцена базиса эрозии речной долины, в пределах которой и накапливались упомянутые угленосные осадки.

Завершают историю формирования каустобиолитов в пределах Татарии несомненно связанные с ними в один генетический ряд торфы четвертичной системы. Торфы занимают в пределах Татарии значительные площади, располагаются преимущественно в речных долинах, на более низких относительных высотах, ближе к уровню современных рек.

В заключение следует отметить, что в строении угленосных толщ разного геологического возраста и в качестве углей находят свое отражение особенности тектоники данного участка земной коры, проявившиеся в определенный этап его геологической истории. Эта зависимость, а также связь степени метаморфизма углей с глубиной залегания отражены в табл. 1.

Таблица 1

| Возраст угленосной толщи | Тектоническая характеристика области угленакопления | Тип угленосной толщи | Глубина залегания углей | Физические особенности углей | | |
|-------------------------------|---|------------------------|---------------------------|------------------------------|-------------------------|---------------------|
| | | | | блеск | цвет | сложение |
| N ₃ | Устойчивый участок платформы | Лимнический | Вблизи поверхности | Матовый | Коричневый | Плотное и землистое |
| P ₂ ^{каз} | Подвижный участок платформы, переходящий в устойчивый | Параличски-лимнический | Несколько десятков метров | . | Темнобурый | Плотное |
| C ₁ ^ш | Подвижный участок платформы | То же | До 1000 м | Тусклый блеск | Черный | . |
| D ₃ ^з | То же | . | Глубже 1000 м | Сильный блеск | Черный с желтым отливом | Очень плотное |

Приведенный выше материал по геологической истории Татарии указывает, что чем моложе геологический возраст углей, тем меньше степень его углефикации. Эта прямая, казалось бы, зависимость метамор-

физма от фактора времени определяется, однако, не столько геологическим возрастом, сколько влиянием следующих за седиментацией процессов, обстановок, в которых впоследствии оказались угли.

Все угли и сланцы Татарии сформировались на платформе. Более же древние из них (девон и карбон), наиболее метаморфизованные, образовались, когда платформа, будучи еще подвижной на больших площадях, погружалась, и угленосные осадки оказались на большой глубине, под мощной толщей более молодых отложений. Это обстоятельство и способствовало сильному уплотнению и изменению осадков и углей.

После каменноугольного периода значительных погружений платформы не происходило. Мощных толщ осадков поэтому тогда не накапливалось. Угли и сланцы по указанной причине залегают, начиная с верхней перми, на небольшой глубине и значительных изменений впоследствии не испытывали. Это новое качество каустобиолитов в пределах Татарии проявилось в верхнепермскую эпоху. В центральной части Русской платформы, в Подмосковной котловине это замедление погружения стало проявляться, очевидно, ранее, т. е. с нижнего карбона. Поэтому по степени метаморфизма угли Подмосковного бассейна мы можем сравнивать с более молодыми, т. е. пермскими, углями Татарии, залегающими примерно на той же глубине.

Очевидно, объяснять качество углей и строение угленосной толщи лишь геологическим возрастом и простой синхронизацией осадков нельзя. Нужно учесть все последующие события геологической истории и климат. Процесс формирования углей и угольных месторождений есть процесс исторический, и он не оканчивается с момента покрытия угольного пласта пустыми породами. Это есть лишь этап истории формирования. Направляющими факторами этой истории являются особенности тектоники данного участка земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Блудоров А. П. Угли Удмуртии, Татарии и прилегающей части Башкирии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 104, 1944.
- Блудоров А. П., Мелешенко В. С. О находке углей в девонских бокситах на западном склоне южного Урала. Докл. АН СССР, 1947, т. LVIII, № 9.
- Залесский М. Д. Первые микроскопические исследования нижневолжского горючего сланца. Изв. Сапроп. ком., вып. 4, 1928.
- Зонов Н. Т. Юрские и меловые отложения Татарской республики. Геология Тат. АССР и 109 листа, 1939.
- Раузер-Черноусова Д. М. К палеогеографии центральной части Русской платформы в угленосное время. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 6.
- Степанов П. И. Некоторые закономерности стратиграфического и палеогеографического распределения геологических запасов ископаемых углей на земном шаре. Тр. Междунар. геол. конгресса, т. 1, 1937.
- Тихий В. Н. Девон Казани. Докл. АН СССР, 1951, № 4, т. LXXVIII.
- Шировов А. З. Угленакопление в геосинклиналях и на платформе. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 90. Угольная серия (№ 2), 1947.

А. П. БЛУДОРОВ

ОБ УГЛЕОБРАЗУЮЩЕЙ ЗОНЕ¹

Очертания углеобразующей зоны и ее положение в разные этапы истории формирования угольного месторождения имеют большое теоретическое и практическое значение, так как этим определяется форма угольной залежи, мощность ее и т. д., а все это влияет на методику разведки месторождения. О том, что представляла собою в начале истории формирования углеобразующая полоса (зона), мы можем судить лишь по существующим в наши дни контурам угольного месторождения, или мы вынуждены прибегать к исследованию современных областей заболачивания, видя в них начальные фазы образования угольных месторождений. Вполне естественно, что при этом возникают разные точки зрения по поводу формы углеобразующей зоны и ее движений в пространстве. Следовательно, нужен какой-то определенный подход к решению затронутого вопроса, чтобы можно было сохранить естественные связи этого геологического явления и не удалиться слишком далеко в область предположений.

В своей статье К. Т. Войновский-Кригер (1949) рассматривает важный и интересный вопрос о ширине углеобразующей зоны. Обращаясь к трудам Ю. А. Жемчужникова, где говорится об узкой углеобразующей зоне, К. Т. Войновский-Кригер подчеркивает, что в таком случае можно понять формирование угольных пластов, занимающих огромные площади, лишь принимая во внимание движение углеобразующей зоны под воздействием колебательных движений. С этим нельзя не согласиться. Однако при этом остаются без надлежащего объяснения, по мнению К. Т. Войновского-Кригера, «некоторые обычные явления, в частности расщепление» угольных пластов. При этом особенное затруднение вызывает толкование характера одновременного угленакопления в разных точках пласта: на краю его, где имеется расщепление, и в центре залежи.

Не решается удовлетворительно разбираемый вопрос и тогда, когда принимаются широкие углеобразующие зоны. Причиной этого, по мнению указанного автора, является недостаточная скорость движения углеобразующей зоны и в том, и в другом случаях («геологическая скорость» движения). К. Т. Войновский-Кригер находит возможным углеобразование вывести из круга геологических явлений и рассматривать формирование угольных пластов в условиях фаций особого рода. Этот автор полагает, что угленакопление значительно опережает по скорости обычное осадконакопление («мгновенно» — геологически) и потому может «захватывать» огромные площади.

¹ Автор приносит глубокую благодарность В. С. Яблокову за ценные указания и советы, полученные в процессе подготовки статьи.

На вопрос, в чем заключается сущность этого своеобразия углеобразования, в статье К. Т. Войновского-Кригера ответа не дается, если не считать указания на влияние биологического фактора и скорость распространения процесса. Подтверждение своих положений указанный автор видит в «поразительной» выдержанности угольных пластов и даже самых тонких из них. Вслед за этим К. Т. Войновский-Кригер приходит почему-то почти к отрицанию роли тектоники при углеобразовании. Процесс распространения углеобразования он отличает от процесса накопления угольной массы, считая последний протекающим медленно и входящим, видимо, в круг геологических явлений.

Признавая весьма важным для истории формирования угольных месторождений выявление конфигурации углеобразующей зоны, считаю, что этот вопрос нельзя решать схематически, в отрыве от обстановки образования типа угольного месторождения, геологической истории его. Типом угольного месторождения, полагаю, и определяется ширина и конфигурация углеобразующей зоны. В понятие типа месторождения включается целый комплекс вопросов, и потому некоторые авторы (М. М. Пригоровский, П. И. Степанов) в своих классификациях типов называют не один какой-либо признак, а соответствующие месторождения (Подмосковное, Челябинское, Донецкое и т. д.). В других случаях выделяются в качестве основного признака типа морфолого-тектонические особенности месторождения (открытая мульда, простая котловина и т. д.). В 1934 г. Г. А. Иванов выделил два типа месторождений — геосинклинальный и платформенный. В 1946 г. этот исследователь предложил классифицировать угленосные отложения по трем рубрикам: геосинклинальные, промежуточные (субгеосинклинальные) и платформенные. П. В. Васильев на основе этой классификации дал типы угольных месторождений (1949).

В 1950 г. мной опубликована статья, в которой предлагается классификация типов угольных месторождений на тектонической основе. Мной выделены следующие четыре типа:

- 1) месторождения в геосинклиналях;
- 2) месторождения в пределах замкнувшихся геосинклиналей;
- 3) месторождения на платформе в стадии ее подвижности;
- 4) месторождения на платформе в стадии ее устойчивости.

Колебательные движения при этом являются важнейшим фактором условий формирования месторождений. Однако нет движений поверхности Земли вообще, а отсюда и перемещений углеобразующих зон в ту или иную сторону, а есть движения, качественно отличные одно от другого, связанные со степенью подвижности данного участка земной коры. Среди таких участков, объединяемых исторической преемственностью, мной и указаны выше прежде всего участки неустойчивые и подвижные в известный исторический этап существования, или геосинклинальные, а также устойчивые — платформенные. Сообразно ходу геологической истории между этими двумя областями могут быть и промежуточные. Когда геосинклиналь закрывается, на ее месте возникает складчатый массив, который, поднимаясь, образует горную систему, устойчивый участок земной коры. Последующие движения вызывают расколы и погружения блоков. В этом случае обстановка углеобразования уже будет иной и выделится новый структурный тип. Платформа в разных своих частях в различные периоды геологической истории обладала также разной степенью устойчивости и создавала тем самым, следовательно, разные условия для углеобразования. Степень подвижности данного участка земной коры находит прямое отражение не только в самом процессе угленакопления, но и в форме углеобразующей зоны.

В подвижных участках земной коры (геосинклиналях и краевых прогибах), где образуется первый тип угольных месторождений, колебательные движения разного знака проявляются многократно и в целом охватывают огромный промежуток времени. Углеобразование здесь идет в приморских болотах, неоднократно прерывается трансгрессирующим морем, которое отлагает прослойки морских пород, охватывая обширные

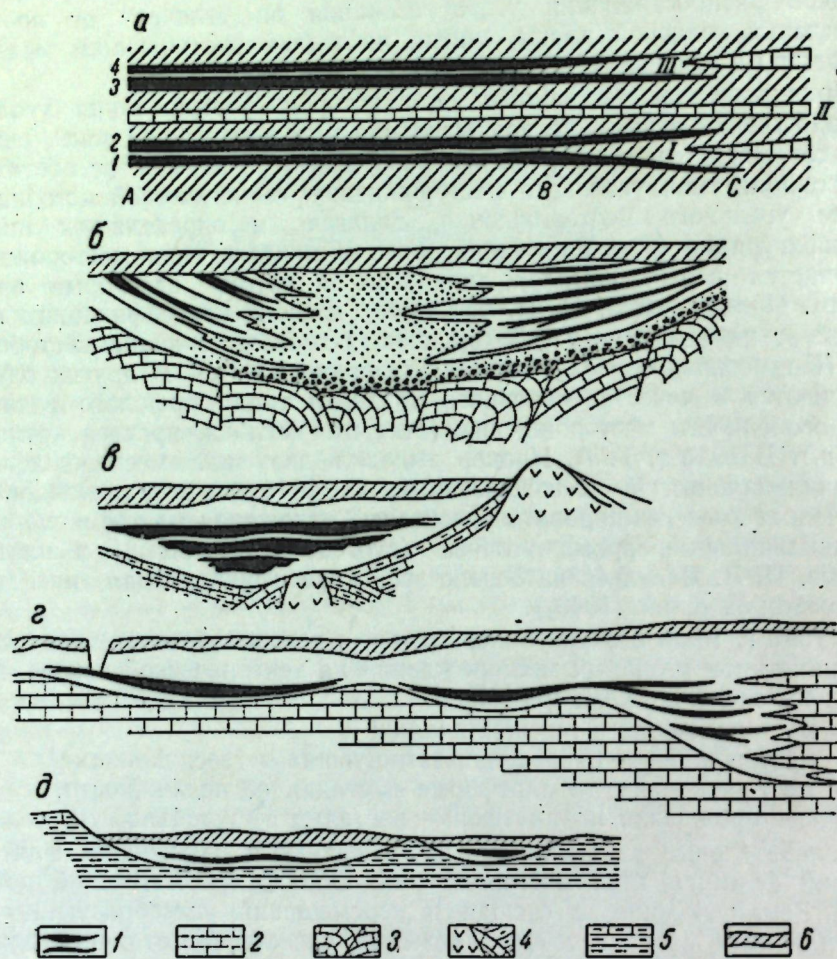


Табл. I. Схемы образования угленосных осадков.

1 — угленосные осадки; 2 — синхроничные с угленосными и подстилающие их морские осадки той же системы; 3—5 — подстилающие угленосные осадки других систем; 6 — четвертичные осадки

площади. При сравнительно плоском рельефе (имеются неглубокие западины) отступающее море расширяет заболоченную зону, существующую в непосредственной близости от него. Поэтому с отступанием моря углеобразующая зона расширяется все более и более. С этим и связано образование нередко большой площади угольных пластов этих областей.

В заселении заболоченной зоны, определении количества и качества ее исходной растительной массы играют роль биологические, климатические и гидрологические факторы, что создает особенности фаций углеобразования на первых этапах. Действуют эти факторы довольно быстро для геологического времени. По этой причине нельзя не согласиться с мнением К. Т. Войновского-Кригера о скорости биологического процесса, но этим дело не ограничивается. Следует, по-моему, считать, что

направляют перемещение полосы угленакопления тектонические колебания, которые «вызывают к жизни», ускоряют или прекращают действие биологического процесса.

В краевой зоне полосы заболачивания (ближе к морю) разложение исходной массы находится в начальной стадии, а в удаленной от моря части залежи, которая сформировалась раньше, в это время данный процесс заходит уже значительно дальше. Поэтому естественно, что в ряде месторождений один и тот же пласт по краю и в центре месторождения находится на разных стадиях углефикации. Эти особенности угольных пластов, несомненно, закладываются на ранних стадиях углеобразования (в торфе), так как, помимо интенсивности биохимических процессов разложения, нужно учитывать и время. Когда краевая зона пласта (табл. I, правая часть рис. а) прогибается, угольный пласт погружается, море продвигается на континент (влево) и отлагает свои осадки (например, пласт I на рис. а), соответственно заболоченная полоса отодвигается влево. Если при этом погружение охватывает и участок АВ, то отложится пласт пустой породы в кровле пласта 1. При подъеме АВ произойдет заболачивание, что создает сначала низ пласта 2, а в дальнейшем и весь пласт 2. Участок ВС пласта 2 формируется при новом отступании моря и расширении заболоченной полосы или полосы углеобразования вправо. На участке АВ между пластами 1 и 2 прослойки пустых пород может и не быть, если погружение дойдет от точки С только до точки В и море не покроет участок АВ.

Таким образом, при погружении выпадение минеральных осадков превалирует над накоплением растительных остатков, а при подъемах происходит заболачивание и на первое место выступают процессы торфообразования. При колебательных движениях протекают противоположные процессы накопления торфа, с одной стороны, и процессы выпадения минеральных осадков — с другой. Новое погружение области угленакопления может быть значительным настолько, что море покрывает угольные пласты на всем протяжении, подвергая их частичному размыву, и прекратит угленакопление. В результате образуется над угольным пластом прослойка вначале глины, а потом — известняка с морской фауной (пласт II на рис. а). Новое отступление моря при замедлении погружения или подъеме суши повлечет за собой заболачивание и новое угленакопление (пласт 3 и 4 на рис. а). Эта ритмичность движений типична для подвижных областей и является причиной образования в разрезах угленосных толщ соответствующих комплексов осадков.

Конечно, все эти ритмы имеют лишь общее сходство, так как каждый раз последовательно накапливается новая толща осадков, и процесс колебания протекает на новой основе (Жемчужников, 1947; Крашенинников, 1947).

Возможно, что верхние горизонты мощной угленосной толщи станут образовываться в обстановке начавшейся и все нарастающей консолидации земной коры в районе месторождения. Это обстоятельство при прочих равных условиях и найдет свое отражение в уменьшении количества пластов угля, увеличении прослоек пустых пород и изменении мощности тех и других. В разных условиях эта консолидация наступает то раньше, то позже. Отсюда и максимум угленакопления может соответственно перемещаться в пределах угленосной толщи.

Таким образом, в подвижных областях углеобразующая зона находится в обстановке приморских болот, расширяется соответственно характеру колебательных движений, обрисовывая береговую черту, быстро заселяется растениями-углеобразователями и создает угольные пласты небольшой мощности, но нередко с большой площадью распро-

странения. Расщепление пластов проявляется особенно резко в краевой части залежи, как это показано на табл. I, рис. а. В этом направлении от В к С осадки угленосных фаций сменяются осадками прибрежно-морских фаций. Прослойки с морской фауной, кроме того, встречаются и между угольными пластами (рис. а, пласты I, II и III). В таких условиях шло угленакопление в Донбассе (Жемчужников, 1948).

В последующие этапы геологической истории геосинклиналь (или краевой прогиб) заполняется осадками, причленяясь к платформам. В пределах бывшей геосинклинали закладываются вдали от моря межгорные долины, куда впадают реки и где образуются озера и болота. В этой обстановке, уже иной по сравнению с той, что была здесь ранее, начинается новое угленакопление. Осадки, дислоцированные в геосинклинали после ее закрытия, превращаются в жесткий фундамент, который покрывается с размывом угленосными отложениями. Колебательные движения в этой бывшей геосинклинали проявляются, но с меньшей интенсивностью. Наиболее типичными оказываются расколы в фундаменте и слабые изгибы слоев позднейших отложений. Угленакопление происходит в котловинах, в плане иногда следующих друг за другом, зачастую значительно меньших по площади, чем геосинклинальные приморские области угленакопления. Углеобразующие зоны охватывают кругом заболоченные впадины и, постепенно расширяясь, продвигаются к центру котловины. Углеобразующая зона, сообразно размерам водоема, не захватывает больших площадей и в своих очертаниях следует контурам котловины. Обломочный материал, разгружающийся со склонов, потоками и реками вносится в водоем по краям и в центре его, образуя конусы выноса, как частично показано на рис. б, заимствованном у Г. Ф. Крашенинникова (1940). Угольные пласты местами размываются, по краям покрываются осадками и одновременно с погружением центра котловины опускаются посредине последней, вызывая расщепление угольного пласта (табл. I, рис. б).

Заполнение котловины осадками вызывает повышение базиса эрозии, заболачивание и новое угленакопление. При последующем погружении котловины, а, следовательно, понижении базиса эрозии, обломочный материал опять устремляется с гор, закрывает угольные пласты и прекращает угленакопление соответственно глубине погружения. Таким образом, в этом втором, разбираемом нами случае, примером которого является Челябинский бассейн и ряд сибирских месторождений (Крашенинников, 1940, 1945, 1947, 1950; Преображенский, 1947), в областях замкнувшихся геосинклиналей, подвергающихся расколам с погружением блоков, углеобразующие зоны формируются в обстановке континента под влиянием опять-таки тектонических движений. В этом случае могут образоваться мощные угольные пласты, и чаще всего сложные, расщепляющиеся там, где происходит погружение, как это доказано Г. Ф. Крашенинниковым (1945).

Переходными в структурном отношении областями от геосинклиналей к платформам являются краевые зоны последних. Они оказываются более подвижными, чем центральные части платформ, и покрываются более мощными, чем в ее центре, осадками, которые претерпевают складчатость, слабо выраженную вблизи центра платформы и все более усиливающуюся по мере приближения к геосинклинали. Иногда попадают по подвижному краю платформы и диапиры. На размытой поверхности древних осадков, заполняя эрозионные котловины, часто осложненные карстом, формируются по краю платформы в условиях континента угленосные образования, нередко содержащие мощные и сложные угольные залежи. Угленосные осадки слабо дислоцированы

по сравнению с более древними, на которых они залегают (Васильев, 1949, 1949₁). Углеобразующая зона очерчивает контур заболоченного водоема, сравнительно быстро покрывая его исходным материалом. Угольная залежь содержит прослойки пустых пород и расщепляется по краю бывшего водоема (табл. I, рис. в).

Устойчивые области земной коры, так называемые платформы, на протяжении геологической истории Земли в разных своих частях обнаруживают различную степень устойчивости и по своей структуре, очевидно, далеко не однородны на всей площади. Типично для всей платформы наличие двух структурных этажей: основания, слагаемого древнейшими интенсивно дислоцированными образованиями, и покрова осадочных пород, залегающих сравнительно спокойно. Различная глубина залегания основания (фундамента) от поверхности, как это было показано А. Д. Архангельским, и указывает на разнородность платформы. В местах глубокого залегания фундамента (впадины), где мощность осадочного покрова значительна, происходило длительное погружение, что было связано с большей подвижностью основания данного участка платформы по сравнению с тем участком, где фундамент залегает неглубоко (подземные выступы). Здесь это погружение и подвижность проявлялись в меньшей мере или происходило даже поднятие. Особой устойчивостью, следовательно, отличаются те участки, где фундамент выходит на дневную поверхность (Балтийский щит). Геологический разрез осадочного покрова в разных частях платформы обнаруживает стратиграфическую неоднородность и, во-первых, показывает, что погружения происходили в разное геологическое время, охватывая иногда несколько периодов, а во-вторых, из изучения геологических разрезов осадочного покрова платформы следует, что погружение сменялось останковками (глубоководные осадки вверх по разрезу сменяются мелководными) или даже подъемами, сопровождавшимися размывом ранее отложенных слоев (перерыв в отложении).

В пределах платформ также происходило углеобразование, и все перечисленные тектонические особенности платформы нашли отражение как в конфигурации углеобразующей зоны, так и в обстановке формирования угольных пластов в целом. При этом сказывается, прежде всего, степень устойчивости области угленакопления. В стадии известной подвижности находилась, например, в нижнем карбоне Русская платформа. При погружении она покрывается морем. Соответственно этому мы находим в разрезе турнейские морские осадки. Задержка в погружении и даже подъем платформы вызывают затем размыв морских осадков и накопление песчано-глинистых угленосных осадков. Угленакопление шло в приморских заболоченных областях так же, как это было и в геосинклинальных областях. Однако здесь не было столь длительного погружения, и мощность осадков на платформе не достигает таких больших величин, как в геосинклинали (Наумова, 1940; Яблоков и др., 1936), хотя в центральных частях геосинклиналей, как показал Г. Ф. Крашенинников (1947), мощность тоже не достигает больших величин. Находясь в непосредственной близости от моря, углеобразующая зона двигалась сообразно движению последнего. При наступании, например, моря каменноугольного периода, с востока углеобразующая зона постепенно охватывала огромные площади, двигаясь вместе с прибрежной зоной в западном направлении. Поэтому на востоке она покрывает с размывом более древние осадки, чем на западе, где эрозией уничтожены лишь верхние горизонты подстилающих слоев. На востоке угленосные осадки сменяются морскими.

В местах особенно значительного размыва подстилающих слоев на востоке, куда углеобразующая зона проникла ранее, количество уголь-

ных пластов увеличивается и, очевидно, на востоке угольные пласты проявляют расщепление (рис. 2, правая часть). Сообразно неровностям размытого ложа, угленосная толща меняется в мощности. Угольные залежи не охватывают столь больших площадей, как это указывалось ранее, а ограничиваются контурами отдельных бассейнов, иногда довольно значительных, где шло угленакопление. Поэтому угольные пласты приобретают форму пластовых залежей, увеличиваясь в мощности посередине и проявляя в частном случае расщепление и выклинивание по краям водоема.

Таким образом, в условиях платформы в стадии ее подвижности углеобразующая зона охватывает в общем огромные территории, местами разобщается, не несет очертаний какой-то полосы, хотя и фиксирует в плане опромную прибрежную заболоченную область (как южное и северо-западное крыло Подмосковного бассейна). Наличие нескольких угольных слоев и ясно выраженные черты ритмической седиментации в строении угленосных толщ, как это показано А. Э. Ульмером (1947), свидетельствуют о том, что угленакопление происходило в несколько этапов и определялось колебательным движением платформы. Остатки морских форм и глауконита, которые за последнее время найдены Л. М. Бириной (1941) в угленосной толще этого типа, указывают, как это многие признают (Яблоков и др., 1936; Бириня, 1941, 1949, и др.), на формирование углеобразующей зоны в непосредственной близости от моря. Положение угольных пластов в рассматриваемом случае показано на табл. I, рис. 2, заимствованном у А. З. Широкова (1947). Углеобразующая зона постепенно занимала территорию, выполнив неровности рельефа.

В определенные этапы геологической истории подвижные участки платформы консолидируются и теряется способность к погружению огромных территорий. Море покидает платформу (как это было в неогене на Русской платформе). Накопляются континентальные осадки небольшой мощности. Последующие тектонические движения отражаются в виде расколов фундамента и погружений блоков. Последние способствуют образованию прогибов в толще осадочного покрова. На поверхности Земли усиленно действуют эрозионные процессы. Развивается сеть речных долин и оврагов. В понижениях рельефа образуются озера, которые впоследствии заболачиваются и превращаются в торфяники. Так создается обстановка угленакопления на устойчивом участке платформы, что и изображено на табл. I, рис. 2.

Угленосные осадки залегают на размытой поверхности древних отложений спокойно, без нарушений. Углеобразующая зона локализуется по отдельным водоемам и не образует сплошной полосы. Угли залегают в форме линз, занимают малую площадь, выклиниваясь или расщепляясь по краям водоема. Береговая линия моря находится на значительном удалении от области угленакопления. Области понижений современного рельефа и поверхностные признаки осадков угленосной толщи помогают поискам месторождений данного типа, так как часто они являются закрытыми.

Перечисленные выше основные случаи взаимоотношения процесса углеобразования и тектонических особенностей области угленакопления лишь в общих чертах освещают существующее в природе многообразие этих явлений. Изучая каждое месторождение, мы должны искать эту зависимость и, исходя из конкретной обстановки, решать практические и теоретические вопросы. Помимо того, следует исходить из данных геологической истории области угленакопления, так как только при этом улавливается весь комплекс связей. Следуя таким путем, мы сможем восстановить конфигурацию углеобразующей зоны, характер процесса

угленакопления, строение угольных пластов, качество угля, сумеем найти наиболее насыщенные углем участки месторождения. Решать эти вопросы для всех месторождений в общем виде схематически, независимо от тектонической обстановки, которая направляет и физико-химические и биологические факторы, мне кажется, нельзя. Угольный пласт — функция среды, и только изучив последнюю целиком, мы сможем судить об угольном пласте в нужном для нас направлении.

Связывать углеобразование с какой-то фацией «особого рода», как это предлагает К. Т. Войновский-Кригер, мне думается, не следует. Углеобразование — процесс сложный, зависящий от многих факторов. Когда происходит расселение растений-углеобразователей, то действуют законы биологии, поскольку выступает на сцену состав фитоценозов и зависимость их от влияния внешних условий, прежде всего от климата и питательного субстрата. Эта внешняя среда и определяет, насколько пышно и быстро («мгновенно») разрастается флора, независимо от того, превратится она потом в уголь или целиком истлеет, не оставив и следов. Когда растения погибают, начинает формироваться исходная масса угля. Разложение растительных остатков есть процесс и химический и биологический, а накопление остатков растений после разложения их происходит так же, как и любого минерального осадка, независимо от биологии растений. Когда исходная масса угля покрывается осадками, преобладающее значение приобретают физико-химические факторы, которые продолжают процесс формирования угольного вещества. На этом углеобразование не кончается, так как в дальнейшем уголь испытывает на себе влияние всех особенностей геологии области угленакопления. В этом сочетании взаимодействия биологических и физико-химических факторов, а также и продолжающемся изменении сформировавшегося угольного пласта под влиянием геологической обстановки, полагаю, и заключается своеобразие и особенности углеобразующих фаций. Каждый из факторов проявляется на определенном этапе истории. Выдержанность угольных пластов не может служить основанием для выделения особенностей углеобразующих фаций, так как это может касаться лишь месторождений геосинклинального типа. Однако и здесь при ближайшем изучении в пластах обнаруживаются колебания мощностей, что известно, например, для Донбасса. На платформах и в закрывшихся геосинклиналиях изменения мощности угольных пластов выступают особенно резко. Только тщательное и всестороннее изучение месторождения, а не «теоретические построения» объяснят нам сущность процесса углеобразования и конфигурацию углеобразующей зоны. Следует подчеркнуть, что это изучение должно быть только комплексное (геология, углехимия, углепетрография, спорово-пыльцевый и прочие анализы), при котором результаты должны быть тесно увязаны. В таком случае мы не оторвемся от реальной обстановки месторождения и будем избавлены от необходимости пользоваться отвлеченными схемами в разъяснении природных явлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Бириня Л. М. Строение и генезис угленосной толщи и ее фундамента в Подмосковном бассейне. Госгеоллиздат, 1941.
- Бириня Л. М. Стратиграфия и фации каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы. Тр. Моск. филиала ВНИГРИ, вып. 1, 1949.
- Блудоров А. П. К классификации типов угольных месторождений. Изв. Казанск. филиала АН СССР, вып. 1, 1950.
- Васильев П. В. Уголь. Оценка месторождений при поисках и разведках. Изд. ВИМС, вып. 5, 1949.
- Васильев П. В. О генетической классификации угольных месторождений. БМОИП, т. XXIV, вып. 4, 1949.

- Войновский-Кригер К. Т. О ширине углеобразующей зоны. Сов. геология, 1949, № 38.
- Жемчужников Ю. А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. Тр. Ин-та геол. наук, № 2, вып. 90, 1947.
- Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948.
- Иванов Г. И. Каустобиолиты. Сборник месторождений полезных ископаемых, 1946.
- Крашенинников Г. Ф. Фациальные изменения в угленосной толще Челябинского бассейна. Сов. геология, 1940, № 10.
- Крашенинников Г. Ф. Мощные пласты угля и дифференциальные движения. Изв. АН СССР, 1945, № 3.
- Крашенинников Г. Ф. Угольные месторождения внутренней зоны Уральской геосинклинали. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 90, № 2, 1947.
- Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 90, сер. 2, 1947.
- Крашенинников Г. Ф. Новые данные о строении угленосных отложений Челябинского бассейна. Сов. геология, сб. 22, 1947.
- Крашенинников Г. Ф. Некоторые характерные черты в распределении угольных бассейнов по наиболее изученным районам СССР. Изв. АН СССР, 1950, № 1.
- Матвеев А. К. О первичных генетических границах каменноугольных бассейнов. Докл. АН СССР, 1950, т. XX, № 4.
- Наумова С. Н. Генетическая классификация углей Подмосковного бассейна. Госгеолиздат, 1940.
- Преображенский К. С. О тектонике и стратиграфии Челябинского бурогоугольного бассейна. Сов. геология, сб. 22, 1947.
- Ульмер А. Э. Стратиграфия и история накопления нижнекаменноугольных отложений подмосковной котловины. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, угольная серия № 2, 1947, вып. 90.
- Широков А. З. Об угленакоплении в Подмосковном бассейне. Сов. геология, 1947, № 2.
- Яблоков В. С., Пистрак Р. М., Жемчужников Ю. А., Вальц И. Э. Строение и условия залегания главного угольного пласта Шекинского района Подмосковного бассейна. ОНТИ, 1936.

Н. В. КИРСАНОВ

МИОЦЕНОВЫЕ ГЛИНЫ В ЮЖНОЙ БАШКИРИИ

На территории Башкирской АССР, особенно в ее южной части, довольно широкое распространение имеют миоценовые отложения, являющиеся в ряде мест угленосными. Среди этих отложений в годы Великой Отечественной войны поисково-разведочными работами была выявлена целая группа бурогоугольных месторождений. Часть из них детально исследована и сдана в эксплуатацию. При разведочных работах одновременно было установлено, что среди миоценовых отложений значительное распространение имеют также тонкодисперсные глины. Выходы их в ряде мест были прослежены на дневной поверхности. Наиболее чистые разности этих глин представляют собой самостоятельное ценное промышленное сырье, которое, к сожалению, должным образом не только не используется, но и не привлекло еще к себе заслуженного внимания исследовательских и промышленных организаций республики.

Необходимо отметить, что при изучении некоторых бурогоугольных месторождений белые и светлосерые глины, встречающиеся в кровле и подошве угольных пластов, в той или иной мере неоднократно являлись объектом исследования. Однако об их минералогическом составе и генезисе до сих пор существуют разноречивые и недостаточно обоснованные суждения, а геохимические особенности остаются невыявленными. Эти обстоятельства в значительной степени препятствовали выяснению промышленной ценности означенных глин и определению путей наиболее рационального их использования в народном хозяйстве края.

В 1948—1950 гг., по просьбе Южноуральского геологического управления, Геологический институт Казанского филиала Академии Наук СССР проводил исследования третичных угленосных отложений южной Башкирии. Автор принимал участие в исследовании миоценовых тонкодисперсных глин Бабаевского, Маячного и других бурогоугольных месторождений. Настоящий очерк является результатом этих исследований. Он имеет целью:

- осветить (по возможности детально) литологическую характеристику и минералогию белых и светлосерых миоценовых глин;
- уяснить их геохимические особенности и условия формирования;
- указать пути использования этих глин в качестве промышленного сырья.

Автор надеется, что полученные им выводы об особенностях исследованных глин повысят к ним интерес планирующих и промышленных организаций республики.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ БЕЛЫХ И СВЕТЛОСЕРЫХ МИОЦЕНОВЫХ ГЛИН

На территории Башкирской АССР зарегистрировано несколько десятков месторождений белых и светлосерых тонкодисперсных миоценовых глин. Особенно широкое распространение они имеют в южной части республики. Глины эти, как правило, слагают кровлю и подошву бурогольных месторождений, но нередко представляют собой и самостоятельные месторождения.

Мощность подобного типа глин обычно не превышает 6—8 м, но в ряде случаев достигает 15 м и более. Форма залегания — пластовая.

Макроскопически белые и светлосерые миоценовые глины весьма плотные, тонкодисперсные, жирные наощупь. Они не обнаруживают следов карбонатов кальция даже при воздействии крепкой HCl. Слабо алевроитовые и алевроитовые фазности глин, обычно встречающиеся в периферийных частях месторождений, нередко являются тонкослонистыми. Плотные разности глин при высыхании становятся камнеподобными. Тонкослонистые же глины, наоборот, теряют связуемость и при легком ударе распадаются на тонкие плиточки.

Вблизи контакта с угольным пластом описываемые глины обладают темнобурой окраской. Они нередко содержат включения неправильно ориентированных обугленных растительных остатков, мелкие куски лигнита с выделениями кристаллов пирита и иногда стяжения сферосидерита диаметром до 0,5 см. С удалением от контакта глины становятся светлее. Особенно это заметно у глины подугольной толщи. На глубине глины постепенно переходят в алевроитовые разности, затем — в алевроито-песчаные и, наконец, нередко — в глинистые пески. Гранулометрический состав белых глин приведен в табл. 1.

Таблица 1

| Место и глубина взятия образца (в м) | Содержание (в %) фракций (в мм) | | | | | | | |
|--|---------------------------------|----------|----------|-----------|------------|-------------|--------|-------|
| | 0,5—0,25 | 0,25—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | <0,01 |
| Месторождение Бабаевское, гг. 150,0 | — | 0,03 | 0,93 | 1,44 | 16,40 | 20,40 | 60,80 | 97,60 |
| " 105,0 | — | — | 0,22 | 3,01 | 9,17 | 21,20 | 66,40 | 96,77 |
| " 106,0 | — | 1,3 | 2,30 | — | — | — | — | 96,40 |
| " 76,0 | 0,32 | 0,31 | 3,19 | 7,40 | 33,88 | 21,75 | 33,15 | 88,78 |
| " 82,0 | 0,09 | 0,40 | 0,58 | 0,89 | 11,48 | 25,04 | 61,52 | 98,40 |
| " 26,4 | 0,53 | 0,69 | 0,57 | 1,03 | 11,02 | 29,88 | 56,28 | 97,18 |
| " 54,0 | 1,70 | 1,36 | 6,15 | 4,08 | 16,21 | 8,65 | 61,85 | 86,71 |
| Старая Уралка, обнаж., гг. 2,50 | — | 0,39 | 1,80 | 10,69 | 18,18 | 23,63 | 45,31 | 87,12 |

Примечания: 1. Цифры 2—4 относятся к образцам из центральных частей месторождения, а графа 5—8 к краям его.
2. Анализ произведен в химической лаборатории Геологического института Казанского филиала Академии Наук СССР Ф. Х. Габитовой.

Как видно из данных табл. 1, описываемые глины являются чрезвычайно тонкодисперсными. Содержание песчаных фракций в них, как правило, не превышает 1%, в то время как содержание пелитового материала достигает 97—98%. Глины в преобладающей массе содержат в среднем свыше 55% частиц размером менее 1 м.

По направлению к периферийным частям месторождений, так же как и с глубиной, глины постепенно становятся менее отсортированными, в частности содержание алевроитового материала в них увеличивается, и, наконец, в бортовых частях месторождений они переходят в алевроитовые разности, а нередко и в глинистые пески.

Для общей сравнительной характеристики дисперсности исследуемых глин в табл. 2 приводится гранулометрический состав наиболее известных по Советскому Союзу месторождений высокосортных огнеупорных глин.

Таблица 2

| Месторождение | Содержание (в %) фракций (в мм) | | | | | | |
|--|---------------------------------|----------|-----------|-----------------|---------------|-----------------|-----------------|
| | 1,0—0,1 | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,005 | 0,005—0,001 | <0,001 | <0,01 |
| Часовоярские палеогеновые глины у г. Артемовска | 0,02 | 0,68 | 0,42 | 8,99 | 20,13 | 69,78 | 98,88 |
| Боровичско-люботинские карбоновые сухарные глины | От 0,02 до 1,35 | | | 10,38— 11,17 | 1,56— 6,59 | 81,12— 84,24 | 98,65— 99,98 |
| Екатерининские палеогеновые глины у г. Кировограда | 0,08 | 0,67 | 0,75 | 15,19 | 14,62 | 68,69 | 98,50 |

Как видно из сравнения данных табл. 1 и 2, южнобашкирские белые миоценовые глины по своему гранулометрическому составу несколько уступают высокосортным огнеупорным глинам известных месторождений Советского Союза. Однако следует подчеркнуть, что приведенные нами данные для отдельных месторождений глин южной Башкирии дают лишь самую общую их характеристику, так как базируются на весьма ограниченном фактическом материале. Имеющиеся же в местной литературе данные о гранулометрическом составе белых миоценовых глин, к сожалению, являются слишком краткими (по Сабанину), а потому не могли быть нами использованы.

ТЕКСТУРНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИН

Для исследуемых глин типичны массивные, ориентированные, спутанные, тонкослонистые и микрослонистые текстуры. Из них преобладают первые две текстуры, характерные к тому же для наиболее высокодисперсных отсортированных разностей глин в центральных частях месторождений. Тонкослонистая текстура характерна для слабоалевритовых разностей глин в краевых частях месторождений и нижних горизонтов подугольных толщ. Она легко фиксируется даже невооруженным глазом и характеризуется чередованием белых глинистых прослоек со светлосерыми, алевроитовыми, слюдистыми, а иногда и с тонкими прослойками мелкозернистого, глинистого, кварцевого песка тоже светлосерого цвета.

Микрослонистая текстура отмечена нами как в высокодисперсных разностях глин, так и в слабоалевритовых. Она характеризуется чередованием изотропной, гелевидной массы с микропрослойками, относительно обогащенными чешуйками бесцветных слюд и мелкими полукатаными зёрнами кварца размером до 0,05 мм, редко более, в диаметре.

В структурном отношении описываемые глины относятся к пелитовым разностям, а именно: гелевидным, чешуйчатым и смешанным. Первая

ческой установке, смонтированной и усовершенствованной старшим научным сотрудником Ю. В. Сементовским.

Нагревание анализируемых коллоидных фракций глины производили равномерно, с постоянной скоростью 20° в минуту до 1050°. Запись кривых нагревания произведена дифференциальным методом посредством

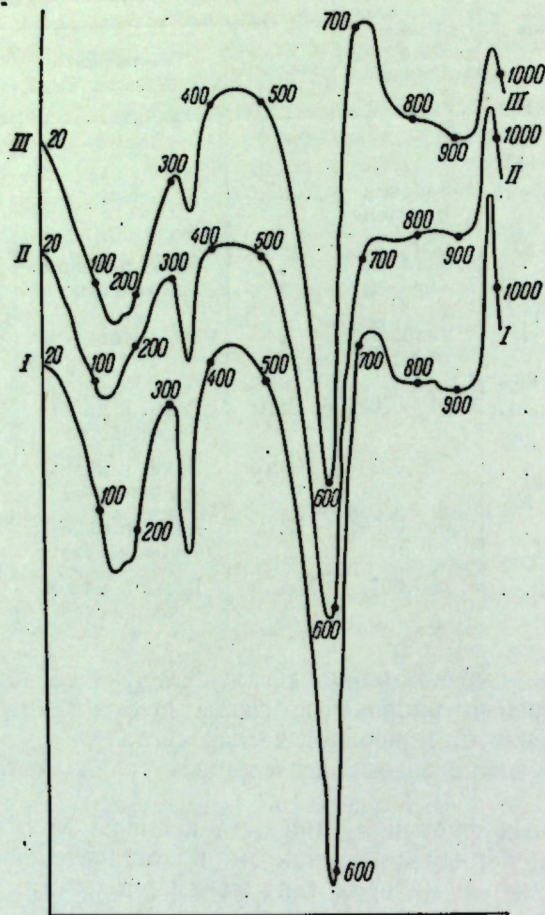


Рис. 1. Термограмма миоценовых глин южной Башкирии

фоторегистрирующего пирометра системы академика Н. С. Курнакова. В качестве нейтрального эталона была применена обожженная каолинистая глина. Полученные термограммы для исследованных коллоидных фракций изображены на рис. 1.

Результаты расшифровки термограмм, произведенной автором совместно с Ю. В. Сементовским, приведены в табл. 4.

Таблица 4

| Лабораторный индекс | Эндотермические эффекты (в °С) | | | Экзотермические эффекты (в °С) | | |
|---------------------|--------------------------------|---------|---------|--------------------------------|-----|-----|
| | I | II | III | I | II | III |
| I | 100—185 | 310—320 | 550—580 | — | 710 | 990 |
| II | 90—150 | 310—320 | 560—600 | — | — | 995 |
| III | 105—140 | 300—320 | 545—575 | 430 | 705 | 990 |

Данные табл. 4, в полном соответствии с результатами рентгеноструктурного анализа, позволяют заключить, что основным компонентом исследуемых выраженных на термограммах эндотермические эффекты в интервале 545—600° и экзотермические эффекты при 990—995°.

В качестве примесей в исследуемых глинах возможно присутствие монтмориллонита, которому, вероятно, соответствует эндотермический эффект при 135—150°, а также свободной гидратной формы Al_2O_3 (эндотермическая реакция при 320°).

Экзотермические реакции при 430 и 705—710°, зафиксированные на термограммах I и III, повидимому, соответствуют сгоранию органического вещества, регистрируемого в глинах и оптическим методом исследований.

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГЛИН

С целью выяснения общей химической характеристики исследуемых глин автором обработаны встречающиеся в литературе разрозненные данные по химическим анализам этих глин. Таким путем отобрано и использовано в настоящем очерке 27 анализов с указанием для каждого из них места и глубины взятия образца. В связи с тем, что большинство из этих анализов оказалось сокращенными, химической лабораторией Геологического института Казанского филиала Академии Наук СССР, по поручению автора, проведено дополнительно 8 анализов (в основном по Бабаевскому месторождению) с определением, кроме основных окислов, также K_2O , Na_2O и SO_2 . Результаты анализов глин в виде средних значений по месторождениям приведены в табл. 5, где для сравнения также дан средний химический состав часовоярских палеогеновых огнеупорных глин.

Таблица 5

| Месторождение | Химический состав (в %) | | | | | | | | | | | |
|--|-------------------------|-----------------------------------|---------|---------|-----------|-----------|------|------|--------|---------|--------|------|
| | Влажность при 105° | потеря при прокаливании выше 105° | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | CaO | MgO | K_2O | Na_2O | SO_2 | MnO |
| Бабаевское месторождение (среднее из 8 анализов) | 2,58 | 7,59 | 55,48 | — | 30,77 | 1,56 | 0,74 | 1,12 | 1,55 | 0,25 | 0,10 | 0,04 |
| Сандин (среднее из 6 анализов) | 1,71 | 8,46 | 54,84 | 1,22 | 30,73 | 0,61 | 0,92 | 1,08 | — | 0,50 | — | — |
| Саратовское (среднее из 2 анализов) | 2,15 | 9,36 | 53,88 | — | 32,01 | 0,62 | 1,86 | 1,35 | — | — | — | — |
| Ермолаевка | — | 8,68 | 54,24 | 0,83 | 31,01 | 1,78 | 0,65 | 1,27 | — | — | — | — |
| Кривля (среднее из 10 анализов) | 2,42 | 10,63 | 52,99 | 0,95 | 31,80 | 1,01 | 1,08 | 1,19 | — | — | — | — |
| Кудряшкинское (среднее из 8 анализов) | 6,55 | 13,35 | 54,29 | 1,18 | 27,58 | 1,29 | 1,04 | 1,02 | — | — | — | — |
| Среднее значение из 35 анализов | 3,14 | 10,06 | 53,97 | 1,08 | 30,40 | 1,13 | 1,00 | 1,13 | 1,55 | 0,33 | 0,10 | 0,04 |
| Часовоярские палеогеновые огнеупорные глины | — | 7,31 | 51,31 | 1,12 | 27,49 | 0,70 | 0,44 | 0,31 | 2,34 | 0,54 | — | — |
| | — | 8,61 | 58,40 | 1,89 | 33,10 | 1,25 | 0,83 | 0,55 | 2,99 | 0,97 | — | — |

Из данных табл. 5 видно, что описываемые глины характеризуются довольно близким химическим составом. Среднее содержание Al_2O_3 в глинах почти во всех месторождениях превышает 30%. Исключение составляет лишь Кудряшкинское месторождение, где среднее содержание

Al_2O_3 снижается до 27,58%. Содержание Fe_2O_3 и других плавней невысоко. В целом глины из месторождений южной Башкирии по своей химической характеристике чрезвычайно близки к часовоярским огнеупорным глинам, и можно предполагать, что они представляют собою ценное керамическое сырье.

ФРАКЦИОННЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Как известно, валовой химический анализ глин обычно не дает данных для надежного суждения об их физико-химических свойствах, а тем более о минералогическом составе основной тонкодисперсной части глин.

Для выяснения значения главнейших компонентов — окислов в тонкодисперсных частях глин автором применен фракционный химический анализ. По его поручению, такой анализ для двух образцов глин произведен в химической лаборатории Геологического института Казанского филиала Академии Наук СССР А. А. Кривцовой (табл. 6).

Таблица 6

| Место и глубина взятия образца (в м) | Размер фракций (в мм) | Химический состав (в %) | | | | | | Влажность до 150° | SiO_2 Al_2O_3 |
|--|-----------------------|-------------------------|-----------|-----------|------|------|-------------------------|-------------------|----------------------|
| | | SiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | CaO | MgO | потеря при прокаливании | | |
| Бабаевское месторождение, обр. 88, гл. 106,0 | Валовой анализ | 50,02 | 33,85 | 2,13 | 0,45 | 0,95 | 9,66 | 1,85 | 2,52 |
| | 0,01—0,001 | 44,96 | 34,16 | 2,63 | 2,05 | 1,72 | 10,58 | 0,60 | 2,23 |
| | <0,001 | 44,90 | 36,66 | 4,04 | 1,34 | 0,77 | 12,39 | 1,76 | 2,08 |
| Бабаевское месторождение, обр. 40, гл. 76,0 | Валовой анализ | 60,29 | 28,24 | 0,59 | 0,95 | 1,15 | 6,72 | 1,73 | 3,60 |
| | 0,01—0,001 | 50,27 | 32,60 | 2,45 | 0,86 | 1,72 | 9,52 | 0,57 | 2,60 |
| | <0,001 | 43,90 | 36,19 | 4,10 | 2,26 | 1,75 | 12,69 | 1,30 | 2,06 |

Анализ данных табл. 6 позволяет сделать следующие выводы:

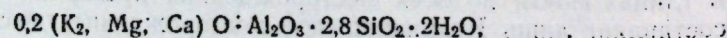
1. С увеличением дисперсности частиц процентное содержание SiO_2 закономерно снижается, в то время как содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 и органических веществ так же закономерно увеличивается. Содержание CaO и MgO в тонких фракциях тоже несколько повышено.

2. Молекулярное отношение SiO_2 и Al_2O_3 с увеличением дисперсности частиц снижается с 2,5—3,5 в валовых анализах до 2,06—2,08 в коллоидных фракциях, составляющих, как известно, в среднем более 55% всей породы.

Отношение SiO_2 к Al_2O_3 , как 2 : 1, в совокупности с данными рентгеноструктурного и термического анализов позволяет с уверенностью заключить, что основным компонентом в исследуемых глинах в целом является минерал каолинит ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$).

Гидрослюда и монтмориллонит (?) присутствуют лишь в подчиненных количествах и почти исключительно во фракциях с размером частиц не менее 1 м.

Отметим кстати, что если бы основным компонентом исследуемых глин был минерал монотермит (как это полагают О. И. Ожиганова, В. Л. Яхимович и другие исследователи), то соответственно его формуле, установленной Д. С. Белянкиным (1938, 1942):



и молекулярное отношение SiO_2 к Al_2O_3 в коллоидных фракциях было бы значительно больше, чем оно в действительности.

3. Окислы железа присутствуют вместе с глиноземом во всех фракциях, но в относительно значительном количестве только в коллоидной. При этом молекулярное отношение Al_2O_3 к Fe_2O_3 при переходе от грубых фракций к коллоидной снижается с 25 до 14. Это позволяет предположить, что в тонкодисперсных фракциях, в минералах-примесях, часть Al_2O_3 замещена окисью железа.

Содержание окисей Ca и Mg не позволяло сделать какой-либо определенный вывод об их поведении, а поэтому автор прибег к исследованиям катионного обмена.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ОБМЕННЫХ ОСНОВАНИЙ

Работами разных исследователей установлено, что глины, содержащие на 100 г сухого образца 3—15 мг/экв. обменных ионов, относятся к каолинитовым, 20—40 мг/экв. — к иллитовым (гидрослюда) и 60—100 мг/экв. обменных оснований — к монтмориллонитовым (Гинзбург, 1941).

С целью выяснения характера поведения оснований (Ca, Mg, K, Na) в исследуемых глинах два типичных образца их нами были подвергнуты обработке нормальным раствором хлористого аммония. Результаты анализа приведены в табл. 7.

Данные этой таблицы позволяют сделать следующие выводы:

1. Емкость поглощенных оснований в исследуемых глинах незначительна и не превышает 15 мг/экв. на 100 г сухого образца. Величина суммы обменных ионов свидетельствует о том, что описываемые глины относятся к каолинитовым.

2. Количественное содержание обменных ионов у разных элементов неравноценно. Так, катионы Ca почти на $\frac{2}{3}$ замещаются катионами NH_4 , в то время как количество обменных ионов Mg не превышает 10%. K_2O вступает в обмен в количестве 0,8—1,3%, а NaO — 1,7—6,2%.

3. Катионы Ca присутствуют в составе тонкодисперсной части глин преимущественно в качестве адсорбированного компонента и не входят в структуру глинистых минералов. Катионы же Mg в своей преобладающей части (до 90%) прочно входят в кристаллическую решетку минералов-примесей и лишь в незначительном количестве являются адсорбированными.

4. Наибольшая часть катионов K и Na, в силу их незначительного содержания, автором целиком отнесена к составу гидрослюд и просто слюд (мусковиту), фиксируемых оптическими методами исследований.

5. Присутствие минерала монтмориллонита в качестве существенной примеси в составе глин маловероятно, так как емкость поглощенных оснований крайне незначительна.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРУБЫХ ФРАКЦИЙ ГЛИН

Как уже указывалось, песчано-алевритовый материал в исследуемых тонкодисперсных глинах обычно в сумме составляет 2—3% массы породы и лишь в краевых частях месторождений достигает 8—10%, а иногда и более.

С целью уточнения минералогического состава песчано-алевритовых фракций глин ряд образцов их был подвергнут автором детальному седиментационному исследованию. Для анализа из 10 образцов глин Бабаевского месторождения были отмучены методом Сабанна фракции

| Место и глубина взятия образца (в м) | Валовое содержание в исходном образце | | | | Обменное | | |
|---|---------------------------------------|------|------------------|-------------------|----------|------|--------------------------|
| | | | | | CaO | | обмен. ионов (в мг/экв.) |
| | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | весовое | % | |
| Бабаевское месторождение, скв. 3, стр. геолог. обр. 88, гл. 106,0 | 0,45 | 0,95 | 1,53 | 0,30 | 0,28 | 62,2 | 10,0 |
| Бабаевское месторождение, скв. 4, обр. 40, гл. 76,0 | 0,95 | 1,15 | 1,51 | 0,21 | 0,24 | 25,2 | 8,56 |

Примечание. Анализ произведен в химической лаборатории Геологического института

размером 0,25—0,1 и 0,1—0,01 мм, которые были разделены с помощью бромформа (уд. вес 2,9) на группы тяжелых и легких минералов. Исследование производили для каждой фракции отдельно, а затем считывали средневзвешенное содержание каждого минерала для песчано-алевритовой группы материала в целом.

Исследованием легких фракций установлено, что песчано-алевритовый материал представлен преимущественно угловатыми и полукатаными зернами кварца (70—80%), реже кремня (10%), чешуйками мусковита (8—9%), зернами разрушенных полевых шпатов и точнее не определенных горных пород.

Выход тяжелых минералов из глин в среднем составляет 0,14%, при этом в образцах надугольной толщи он снижается до 0,04%, в то время как в образцах подугольной толщи достигает 0,7%. Повышенное весовое содержание тяжелых минералов в глинах подугольной толщи объясняется присутствием в них пирита, покрывающего в виде пленок зерна самых различных минералов. После обработки фракций крепкой HNO₃ (с целью удаления пирита) у глин подугольной толщи обнаруживается следующий характерный комплекс тяжелых терригенных компонентов:

а) основные минералы (с содержанием > 10%), железорудные минералы (39%), пикотит (10,4%) и турмалин (10,2%);

б) второстепенные минералы (от 1 до 10%), эпидот-цоизит (7—8%), рутил (5,6%), мусковит (3,5%), амфиболы (1,83%), ставролит (1,81%) и гранат (1,04%);

в) редкие минералы (< 1,0%), анатаз (0,97%), сфен (0,83%), биотит (0,8%), дистен (0,11%), пироксены (един.), флюорит (един.) и апатит (един.).

Минералогический состав тяжелых фракций терригенной части глин надугольной толщи отличается от состава терригенных компонентов глин подугольной толщи некоторыми особенностями, а именно:

а) высоким содержанием черных железорудных минералов (58%);

б) незначительным содержанием турмалина, который здесь относится к группе редких минералов (0,98%);

в) относительно пониженным содержанием второстепенных компонентов — эпидот-цоизита (3%), рутила (3,6%) и циркона (3,8%).

Указанные отличительные особенности минералогического состава глин надугольной толщи, в случае подтверждения их данными и по другим месторождениям могут быть использованы при поисковых работах в качестве коррелятивного признака.

Обобщая данные рентгеноструктурных, термических и химико-минералогических исследований, можно сделать следующие выводы:

| содержание | | | | | | | | | | Сумма обменных оснований (в мг/экв.) |
|------------|------|--------------------------|------------------|------|--------------------------|-------------------|------|--------------------------|-------|--------------------------------------|
| MgO | | | K ₂ O | | | Na ₂ O | | | | |
| весовое | % | обмен. ионов (в мг/экв.) | весовое | % | обмен. ионов (в мг/экв.) | весовое | % | обмен. ионов (в мг/экв.) | | |
| 0,06 | 6,3 | 2,98 | 1,013 | 0,82 | 0,14 | 0,005 | 1,66 | 0,08 | 13,20 | |
| 0,09 | 7,90 | 4,46 | 0,02 | 1,32 | 0,21 | 0,013 | 6,19 | 0,21 | 13,44 | |

Казанского филиала Академии Наук СССР аналитиком А. А. Кривцовой.

1. В составе белых и светлосерых тонкодисперсных миоценовых глин южной части Башкирии основным компонентом является минерал каолинит, содержание которого составляет свыше 50% всей массы породы.

2. В тонкодисперсной части глин в незначительном количестве в качестве минералов-примесей присутствуют гидрослюды, монтмориллонит (?), а также свободные гидратные формы Al₂O₃ (?) и Fe₂O₃.

3. Во фракциях с размером частиц > 1 м, наряду с перечисленными минералами, в значительном количестве присутствует пелитоморфный кварц.

4. Песчано-алевритовый материал в глинах обычно в сумме составляет 2—3% массы породы. Он представлен преимущественно кварцем (70—80%), реже кремнием (10%), чешуйками мусковита (8—9%), обломками разрушенных полевых шпатов и не определенных горных пород.

5. В тяжелых фракциях глин преобладающим минералом является пирит. Среди терригенных компонентов основными, ведущими минералами являются железорудные, пикотит, турмалин. К второстепенным минералам относятся: эпидот-цоизит, устойчивые минералы (рутил, гранат и другие), мусковит, амфиболы и ставролит. К редким минералам относятся: анатаз, сфен, биотит, дистен, пироксены, флюорит, апатит. Глины надугольных толщ характеризуются (на примере Бабаевского месторождения) повышенным содержанием железорудных минералов и незначительным содержанием турмалина, что, повидимому, может быть использовано при поисковых работах в качестве коррелятивного признака.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛИН

Выше нами было уже указано, что в состав описываемых глин входят следующие компоненты (в %):

| | |
|--|----------------------------|
| SiO ₂ — 55,69 | K ₂ O — 2,25 |
| Al ₂ O ₃ — 30,42 | Na ₂ O — 0,38 |
| Fe ₂ O ₃ — 1,68 | SO ₃ — 0,56 |
| CaO — 0,60 | MnO — 0,05 |
| MgO — 1,11 | Потеря при прокал. — 8,38% |

Влажность глин при 105° в среднем составляет 2,24%.

С целью более полного представления о качественном элементарном составе тонкодисперсных миоценовых глин 5 типичных образцов их были подвергнуты спектральному анализу. Анализ, по нашему заданию, производился в лаборатории спектрального анализа при ВИМС. Образцы анализировали на следующие 32 элемента:

Be, Na, K, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, La, Ce, Yb, Hf, Ta, W, Pb, Bi.

Из них были установлены только следующие 14 элементов:

Na, K, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Ga, Zr, Sn, Yb(?) и Pb.

Результаты спектральных анализов приведены в табл. 8.

Таблица 8

| Элементы | Содержание элементов | | | | | | Сел. Сандик, обнажение обр. 1, гл. 4,5 м |
|----------|-----------------------|-------------------------------|---------------------|---------|----------------|---------------------------------|--|
| | обр. 117, гл. 105,0 м | Месторождение Бабаевское | | | | Маячное место-рождение, обр. 45 | |
| | | обр. 88, стр. г., гл. 106,0 м | обр. 40, гл. 76,0 м | | Фракция (в мм) | | |
| | | 0,01-0,001 | | < 0,001 | | | |
| Na | Есть | Есть | Много | Есть | Оч. много | Есть | Много |
| K | " | " | Есть | — | — | Много | — |
| Ti | Много | Много | Много | Много | Много | " | — |
| V | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало |
| Cr | Есть | Есть | Есть | Есть | Есть | Есть | Есть |
| Mn | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало |
| Co | — | — | " | " | " | — | — |
| Ni | Мало | Мало | Есть | Мало | Есть | Мало | Мало |
| Cu | Следы | Следы | Мало | Следы | Мало | Следы | " |
| Ga | " | " | Следы | " | Следы | " | Следы |
| Zr | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало |
| Sn | — | — | — | — | Следы | — | — |
| Yb | ? | ? | ? | — | ? | ? | ? |
| Pb | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало | Мало |

Условные обозначения:

Следы < 0,001%
Мало < 0,01%
Есть < 0,1%
Много > 1% и выше
Оч. много — значительно выше 1%

Таким образом, в твердой фазе глин химико-минералогическими и спектральными исследованиями зафиксированы следующие 26 элементов:

H, B, C, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Yb (?), Zr, Sn, Pb.

Данные, приведенные в табл. 8, позволяют отметить, что коллоидная фракция глин (< 0,001 мм) является относительно более богатой как по качественному, так и по количественному содержанию элементов малой концентрации.

Так, содержание элементов Na, Ni, Cu и Pb в коллоидных фракциях относительно повышенное. В них же зарегистрированы элементы Co и

Sn, которые в валовых образцах и фракциях с размером частиц > 0,001 мм спектральным анализом не показаны.

Анализ качественного элементарного состава глин позволяет сделать следующие выводы:

1. Преобладающая часть элементов (80%) относится к верхнему полю геохимической таблицы (до № 28), соответствующему наиболее распространенным элементам земной поверхности.

2. Из общего числа зарегистрированных элементов, по классификации А. Е. Ферсмана, относятся:

а) к активным мигрантам — 19, а именно: H, B, C, O, F, Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, V, Mn, Fe, Ni, Cu и Pb;

б) к малоактивным — 4, а именно: Ti, Cr, Co и Ga;

в) к неактивным — 3, а именно: Yb (?), Zr и Sn.

3. Преобладающее количество элементов, входящих в состав твердой фазы глин, является элементами суши. Элементы моря играют ничтожную, подчиненную роль.

ГЕНЕЗИС МИОЦЕНОВЫХ ГЛИН ЮЖНОЙ БАШКИРИИ

Исследование минералогического и химического состава миоценовых глин южной Башкирии, их литологических особенностей и характера изменения по вертикальному разрезу позволяет рассматривать эти глины как континентальные образования. Осадкообразование исследуемых глин происходило в условиях обширного водоема, переживавшего стадии открытого озерного, а позднее озерно-болотного режима.

Как известно, в ряде буроугольных месторождений южной Башкирии нижняя часть разреза подугольной свиты представлена преимущественно песчано-алевритовыми тонкослоистыми глинами зеленовато-серой и темносерой окраски с прослойками глинистых, мелкозернистых, а в основании и гравелистых песков.

Отложения этого типа могли возникнуть только в условиях открытого водоема озерного типа, имевшего свободный доступ к нему речных вод.

Вверх по разрезу подугольной свиты содержание песчано-алевритового материала в глинах постепенно снижается, а прослойки содержащихся в них глинистых песков становятся более тонкими и наконец исчезают. В самых верхних частях свиты, непосредственно подстилающих угольную толщу, глины становятся чрезвычайно тонкодисперсными с содержанием коллоидных частиц в среднем не менее 55% веса всей породы.

Соответственно изменениям гранулометрического состава глин изменяется и их химический и минералогический состав. Содержание SiO₂, Fe₂O₃, CaO и MgO вверх по разрезу снижается, а содержание Al₂O₃ закономерно возрастает и в верхних горизонтах в среднем достигает уже не менее 30% веса образца.

Белые и светлосерые тонкодисперсные глины верхнего горизонта подугольных толщ являются продуктом уже изменившихся фациальных условий и соответствуют озерно-болотной стадии водоема закрытого типа, повидимому, не имевшего постоянного свободного доступа речных вод.

Об озерно-болотном типе происхождения подстилающих угольные пласты белых и светлосерых тонкодисперсных глин свидетельствуют следующие особенности их состава и условий залегания:

1) пластовая форма залегания глин, высокая дисперсность и механическая отсортированность слагающего материала;

2) постепенный переход от чрезвычайно тонкого материала в центральных частях месторождений к менее тонкому материалу в бортовых — краевых частях их;

3) специфический состав диагенетических минералов, например марказит, сидерит, характерных для осадков с восстановительной средой.

Специфический состав коллоидно-дисперсных минералов глин помогает уточнить и характер самого процесса их осадкообразования. Автором установлено, что основным компонентом глины, содержание которого более 50% их массы, является минерал каолинит. При этом установлено, что каолинит — основной компонент не только в коллоидной фракции глин, но и в более грубых с размером частиц от 0,01 до 0,001 мм. Это обстоятельство позволяет предполагать, что процесс формирования глин происходит в условиях довольно однотипной и устойчивой обстановки. Такой обстановкой могла быть только кислотная (рН=5—6,5), восстановительная болотно-озерная среда со значительным содержанием угольной кислоты, являющейся каолинизирующим агентом.

Постепенное уменьшение дисперсности глин от центра месторождения к его краям, т. е. от центра бывшего водоема к его берегам, как это видно на примере Бабаевского месторождения, позволяет заключить, что основная часть исходного материала для образования глин поступала в водоем в виде коллоидных и пелитовых частиц во взвешенном состоянии.

Вместе с тем, спутанноволнистая и ориентированная микроструктура глин, преобладающее содержание каолинита в коллоидной и подколлоидной их фракциях позволяют предполагать, что образование глинистых минералов в водоеме шло и синтетическим путем, за счет выпадания гелей и их последующей раскристаллизации. Кислотная среда водоема, богатого углекислыми и органическими соединениями, была благоприятной для образования минерала каолинита именно таким путем.

Таким образом, белые и светлосерые тонкодисперсные миоценовые глины подугольной толщи пород по своему генезису следует относить к типу водноосадочных континентальных образований, к группе коллоидно-химических осадков озерно-болотного происхождения.

Источниками обломочного материала, заносимого в водоем в виде пелитовых и коллоидных частиц, по всей вероятности, служили как продукты разложения полевошпатовых изверженных и метаморфических пород западного склона Урала, так и местные мезозойские и палеогеновые глинистые отложения, подвергшиеся перемыыву и переотложению в миоценовую эпоху.

Белые тонкодисперсные глины надугольных толщ в генетическом отношении также являются продуктом озерной обстановки осадкообразования. По своей химической характеристике и составу глинистых минералов они близки к глинам подугольной толщи пород, но отличаются от них существенно по составу минералов тяжелых фракций. Это последнее обстоятельство позволяет предполагать изменение источников питания водоема, поставлявших в него обломочный материал.

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МИОЦЕНОВЫХ ГЛИН В КАЧЕСТВЕ САМОСТОЯТЕЛЬНОГО ПРОМЫШЛЕННОГО СЫРЬЯ

Нами было уже указано, что белые и светлосерые каолинитовые миоценовые глины в месторождениях южной Башкирии имеют пластовую форму залегания и довольно значительную мощность, в ряде случаев достигающую 15 м и даже более. Выходы этих глин на дневную поверх-

Таблица 9

| Место и глубина взятия образца (в м) | Удельный вес | Нерастворимый остаток в 10% HCl | Размокаемость | Пластичность (по Аттербергу) | | | Воздушно-влажностная приемность | Воздушная усушка | Временное сопротивление сжатию (в кг/см ²) |
|---|--------------|---------------------------------|---------------|------------------------------|----------------------|--------------------|---------------------------------|------------------|--|
| | | | | граница текучести | граница пластичности | число пластичности | | | |
| Месторождение Бабай, обр. 41—44, гл. 54,0—60,0 | 2,59 | 94,96 | 22 мин. | 58,45 | 32,48 | 25,97 | 36,89 | 9,0 | 18,8 кг/см ² из 8 кубиков |
| Ст. Уралка, обнаж. 5, обр. 4, гл. 2,50 | 2,61 | 97,5 | 6 м. 10 сек. | 45,49 | 28,3 | 17,19 | 28,32 | 5,0 | |
| Сел. Саидин, обнаж., обр. 4, гл. 2,0 | 2,59 | 96,75 | 8 м. 40 сек. | 48,45 | 30,71 | 17,74 | 35,40 | 5,4 | |
| Сел. Саидин, обнаж., обр. 1, гл. 4,50 | 2,60 | 96,38 | 12 м. 5 сек. | 47,45 | 30,12 | 17,33 | 30,28 | 4,0 | |
| Месторождение Маячно, обр. 44—47, гл. 38,0—44,0 | 2,61 | 95,04 | 7 м. 15 сек. | 48,45 | 30,15 | 18,30 | 30,62 | 4,2 | |
| Месторождение Маячно, обр. 86—87, гл. 85,0—86,0 | 2,63 | 96,02 | 6 м. 30 сек. | 44,45 | 26,43 | 19,02 | 27,90 | 4,4 | |
| Среднее значение | 2,60 | 96,11 | 10 м. 27 сек. | 48,96 | 29,7 | 19,26 | 31,57 | 5,3 | |

Примечание. Анализ произведен в лаборатории Татстройтреста.

ность зафиксированы в районе Бабаевского буроугольного месторождения, у селений Ермолаевка, Сандин и других местах.

В структурном отношении описываемые каолиновые глины характеризуются почти полным отсутствием песчаных частиц (<1%), незначительным содержанием алевритовых и весьма высоким содержанием коллоидных с размером < 0,001 мм, в среднем составляющих > 55% от всей массы породы.

По химическому составу описываемые глины относятся к группе основных, с содержанием Al_2O_3 свыше 30%, и характеризуются незначительным содержанием плавней, в том числе Fe_2O_3 , в среднем 1,7%.

С целью уяснения физико-механических свойств глин нами проведены некоторые дополнительные исследования (табл. 9).

Анализ данных, помещенных в табл. 9, позволяет сделать следующие выводы:

1. Исследуемые глины высокопластичны и по числу пластичности относятся к категории I класса. Среднее значение числа пластичности, по данным 6 анализов, равно 19,26 и нигде не спускается ниже 17,2.

Для сравнения отметим, что часовоярские огнеупорные глины, по данным П. А. Земятченского (1935), имеют число пластичности, равное 19,5, а латинские — даже 14,4.

2. Содержание влаги, необходимое для водозатворяемости, в исследуемых глинах колеблется в довольно узких пределах и в среднем равно 31,6%. Почти аналогичную же водозатворяемость, равную 32,4%, имеют и часовоярские огнеупорные глины.

3. Воздушная усадка исследуемых глин колеблется от 4 до 9%. Для сравнения отметим, что лучшие сорта часовоярских огнеупорных глин, по данным П. А. Земятченского, имеют воздушную усадку, колеблющуюся в пределах от 8,4 до 10,7%.

Для выяснения ценности глин как керамического сырья образцы были подвергнуты испытанию на огнеупорность. Определение огнеупорности, по заданию автора, производилось в термической лаборатории ВИМС. Перед испытанием образцы глин предварительно прокаливали при температуре, равной 900°. Определение огнеупорности производилось по ГОСТ 4069-48 (табл. 10).

Таблица 10

| Место и глубина взятия образца (в м) | Огнеупорность (в °С) |
|---|----------------------|
| Месторождение Бабаевское, обр. 117, гл. 105,0 | 1710 |
| То же, обр. 43, гл. 82,0 | 1710 |
| „ „ обр. 11, гл. 26,4 | 1730 |
| Месторождение Маячное, обр. 45, гл. 40,0 | 1650 |
| Сел. Сандин, обнаж., обр. 1, гл. 4,50 | 1670 |

Данные, помещенные в табл. 10, позволяют сделать вывод о том, что миоценовые каолиновые глины южной Башкирии как в надугольных, так и в подугольных толщах характеризуются повышенной огнеупорностью, типичной для лучших сортов (классы I и II) огнеупорных глин.

Температура спекания глин колеблется от 1230 до 1280°. Таким образом, интервал опекания лежит в пределах 430—500°. Цвет черепка — светлосерый и желтовато-коричневый.

В 1931 г., по поручению Г. В. Вахрушева, Ленинградский керамический институт производил исследование интересующих нас глин. Соглас-

но заключению указанного института, огнеупорные глины ермолаевского и сандинского месторождений «могут быть использованы для производства различных огнеупорных и кислотоупорных изделий... Сандинская и багарлинская глины могут быть также применены в качестве пластической добавки для фарфора широкого потребления, где просвечиваемость и белизна черепка не играют существенной роли» (Вахрушев, 1936).

Высокие огнеупорные свойства глин месторождений южной Башкирии, их химический и минералогический состав позволяют рассматривать эти глины как весьма ценное промышленное сырье, которое может и должно быть использовано во многих отраслях народного хозяйства края. Автор считает целесообразным использование означенных глин в следующих отраслях промышленности:

1. В керамической промышленности — для производства огнеупорного кирпича, кислотоупорных изделий, высококачественных керамиковых канализационных труб, облицовочных материалов (плиток, кафелей), фарфоро-фаянсовых изделий с цветным черепком и других аналогичных товаров.

2. В металлургической промышленности — в качестве формовочного сырья при цветном, чугунном и стальном литье.

3. В резиновой, кожевенной и химико-фармацевтической промышленности в качестве наполнителей.

4. В качестве сырья для изготовления глинистых буровых растворов для нужд нефтеразведок и нефтепромыслов.

Для окончательного суждения о возможности применения глин в каждой из упомянутых отраслей народного хозяйства (за исключением п. 4) необходимо произвести специальные технологические полузаводские испытания. Однако полученные нами данные уже сейчас позволяют поставить вопрос перед Госпланом Башкирской АССР, Бабаюглеразрезстроем и другими заинтересованными организациями о целесообразности комплексной разработки Бабаевского и других буроугольных месторождений, при которой белые огнеупорные глины должны рассматриваться как самостоятельное ценнейшее промышленное сырье.

ЛИТЕРАТУРА

- Белянкин Д. С. К характеристике минерала «монотермита». Докл. АН СССР, 1938, т. XVIII, № 9.
- Белянкин Д. С., Лапин В. В. и Петров В. П. Некоторые особенности минералогического состава уральских огнеупорных глин. Изд. АН СССР, сер. геол., 1942, № 5—7.
- Вахрушев Г. В. Строительные материалы минерального происхождения Башкирии. Уфа, 1936.
- Гинзбург Н. И. «Глины и каолин». § 2. Специальная минералогия глин. Неметаллические ископаемые СССР, т. IV, 1941.
- Земятченский П. А. Глины СССР. Изд-во АН СССР, 1935.
- Яхимович В. Л. О возрасте континентальных угленосных отложений сакмаро-бельского водораздела. Тр. треста «Южуралуглеразведка», вып. 1, 1947.

М. С. КАВЕЕВ, Б. В. ВАСИЛЬЕВ, У. З. ГАЛИЕВ
 И Ф. С. ХАБИБУЛЛИНА

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЭКЗОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРИИ

В настоящей статье кратко излагаются результаты исследований экзогеодинамических явлений на территории Татарской АССР, проведенных в течение трех последних лет (1947—1949 гг.).

Под экзогеодинамическими явлениями мы понимаем всякого рода механические нарушения поверхности Земли, происходящие в результате взаимодействия различного рода физико-химических и механических процессов, протекающих в верхних слоях земной коры под действием агентов атмосферы, биосферы и гидросферы.

Столь широкое понимание вопроса требует, прежде всего, комплексного изучения этих процессов. Учитывая требования народного хозяйства, основное внимание мы уделили характеристике овражной эрозии, деформации склонов, явлениям провалов и просадок.

В современных условиях планового развития народного хозяйства страны, особенно в связи со строительством гидроэлектростанций на больших и малых реках, освоением площадок под строительство гражданских и промышленных сооружений, изучение экзогеодинамических процессов приобретает исключительно актуальное значение. Учитывая, что территория Татарской АССР в отношении экзогеодинамических процессов не получила надлежащего освещения в широком масштабе, Геологический институт Казанского филиала Академии Наук СССР в течение последних трех лет провел исследования наиболее широко развитых и представляющих наибольшее значение в народном хозяйстве экзогеодинамических явлений.

Экзогеодинамические явления обусловлены силами, действующими не только в верхних слоях земной коры, но и в ее глубинах. Поэтому для более полного понимания истории развития, формирования и активности проявления экзогеодинамических процессов при исследованиях было обращено внимание также на общие закономерности некоторых форм проявления эндогенных сил, а именно на явления структурного течения пластичных пород, раздробления, тектонической трещиноватости жестких пород и т. п.

Опубликованных работ по экзогеодинамическим явлениям на территории Татарской АССР крайне мало. Имеющиеся работы в основном касаются карстовых явлений долины рек Волги (Ступищин, 1948); Ика (Васильев, 1949), оползневых явлений долины Волги и Камы (Дмитриев, 1935; Каштанов, 1935). Кроме того, имеются сводные работы: В. Н. Сементовского по геоморфологии Татарской республики, опубликованная

в 1939 г., и Ф. С. Хабибуллиной — по овражно-балочной расчлененности территории Татарской АССР, опубликованная в 1950 г. Работа В. Н. Сементовского включает описание речных долин, оврагов, оползневых и карстовых явлений и характеризует изученность указанных явлений по состоянию на 1939 г. За период с 1939 по 1947 г. специальных исследований экзогеодинамических явлений на территории республики не проводилось.

Толща осадочных пород, с которой тесно связаны проявления древних и современных экзогеодинамических процессов, относится к отложениям девонской, каменноугольной и пермской систем, имеющим повсеместное распространение, и к отложениям юрской, меловой, третичной и четвертичной систем, развитым менее широко. Толща осадочных пород покоится на докембрийском, сильно денудированном кристаллическом фундаменте. Общая мощность толщи осадочных пород достигает 1800—2300 м.

Изучение геологической истории показывает, что толща осадочного комплекса состоит из ряда циклов осадконакопления, которые отделены один от другого перерывами, обусловленными отдельными фазами герцинских и альпийских тектонических движений земной коры.

Каждый цикл осадконакопления в палеозое обычно начинается накоплением песчано-глинистых пород, сменяющихся мощными толщами карбонатных пород, которыми обычно завершается цикл, а в некоторых случаях заканчивается гипсово-доломит-ангидритовой толщей (артинский ярус) или же приобретает более сложный характер (верхняя пермь).

В палеозое на территории Татарской республики установлено четыре основных цикла осадконакопления, отделенных один от другого перерывами.

Первый цикл начинается в нижнем девоне и заканчивается в конце турнейского века, второй — продолжается в течение всего визейского века, третий цикл начинается в московский век каменноугольного периода и завершается в артинский век и, наконец, четвертый — соответствует верхнепермской эпохе. Кроме циклов первого порядка, каждый из них характеризуется также циклами второго и третьего порядка, имеющими лишь местные особенности.

Наиболее сложным и фашиально-изменчивым является последний цикл осадков палеозоя, относящийся ко времени верхнепермского периода осадконакопления. Этот цикл также начинается накоплением песчано-глинистых пород (уфимская свита), далее сменяющихся на западе республики в основном карбонатными породами, а на востоке — песчано-глинисто-мергельными породами. Завершается цикл песчано-глинистыми и карбонатно-мергельными породами татарского яруса.

После завершения четвертого основного цикла осадконакопления на территории Татарской АССР наступил континентальный режим, на значительной ее части продолжавшийся в течение мезозойской и кайнозойской эр. Лишь в юго-западной части территории произошло вторжение моря в верхнеюрский, нижнемеловой и на территории Западного Закамья в верхнетретичный периоды. Отложения этих морей представлены прибрежно-морскими и озерно-лагунными песчано-глинистыми породами. Третичный и четвертичный периоды характеризуются неоднократными изменениями положения базиса эрозии, оказавшими существенное влияние на дальнейший ход экзогеодинамических процессов.

Детальному восстановлению истории развития экзогеодинамических процессов поддаются лишь современные их формы проявления, связанные с альпийским этапом орогенеза. Древние формы экзогеодинамических процессов, соответствующие герцинскому этапу орогенеза, на современной поверхности не отражены, а констатированы они в виде карстовых

полостей в толще турнейского яруса (сел. Булдырь), серпуховского горизонта (сел. Шугурово, сел. Булдырь) каменноугольных отложений и в толще артинских осадков (сел. Шугурово) перми. Карстовые полости в этих отложениях обычно заполнены песчано-глинистыми накоплениями. Существование в палеозое крупных эрозионных долин констатировано лишь в районе сел. Булдырь среди отложений турнейского яруса.

Как показали наши исследования, основной причиной современных экзогеодинамических процессов являются тектонические движения альпийского орогенеза. Эти движения сопровождались процессами поднятий и опусканий отдельных площадей и образованием различного рода структурных форм, обусловленных явлениями деформации и структурного течения. Наряду с явлениями деформации, происходило раздробление пород и образование тектонических трещин. Все эти тектонические проявления создали условия для развития экзогеодинамических процессов в определенном направлении.

На территории Татарской республики наблюдаются следующие крупные элементы тектонических структур:

- 1) Сокско-Шешминское поднятие, расположенное в восточной части территории;
- 2) Вятский вал, входящий своим южным окончанием на территорию республики в северо-западной ее части;
- 3) Мелекесская депрессия, охватывающая всю юго-западную часть территории;
- 4) Камышлы-Бавлинская флексурообразная ступень;
- 5) Бугульминская депрессия, охватывающая незначительную часть юго-востока республики.

Все эти структурные формы, создавшиеся в результате упругой деформации слоев, осложнены брахиантиклинальными поднятиями и куполами. Упругая деформация местами сопровождалась также явлениями разрыва сплошности, характеризующимися зональным и региональным раздроблением жестких пород, почти региональным проявлением вертикальной трещиноватости и структурного течения пластичных пород, связанных с формированием отдельных брахиантиклинальных поднятий и куполов.

Явления структурного течения в толще гипсово-доломитовых пород нижнепермских отложений привели к формированию структур в лежащих выше пермских отложениях, местами со смещением их оси примерно под углом 45° по отношению к нижеформировавшимся структурам каменноугольных отложений и раздроблением пород на тех участках, где они испытывали максимальное напряжение. Изучением трещиноватости установлено, что максимальное раздробление пород происходило в виде небольшого участка, на склоне погружения слоев или в сводовой части, реже в виде узкой полосы по одному из склонов структур.

Зональная раздробленность пород связана с формированием основных тектонических форм. По зонам раздробления пород, по линии наименьшего сопротивления, происходила разработка основных речных долин территории.

В зонах максимального раздробления пород речные долины, глубоко врезающиеся в толщу пермских отложений, сильно изменили гидрогеологический режим территории. Ниже уровня речных долин происходила гидродинамическая разгрузка, чему особо благоприятствовала раздробленность пород вдоль речных долин. Явления гидродинамической разгрузки сопровождались в свою очередь раздоломчиванием нижнепермских и верхнекаменноугольных доломитов и образованием известняково-доломитовой муки (например, район сел. Булдырь). Водораздельные

пространства служили областью питания и истечения подземных вод. Выше уровня речных долин, в области истечения подземных вод, происходил активный вынос щелочных и щелочноземельных металлов, хлоридов, сульфатов и карбонатов.

Особенно же интенсивное выщелачивание происходило в толще карбонатных пород и сульфатитов. Наряду с истечением подземных вод, на водораздельных участках происходила также инфильтрация их в более глубокие горизонты осадочной толщи, которая вносила в эти горизонты большое количество ионов щелочноземельных металлов, что способствовало развитию процессов доломитизации (например, район Шугурово). Процессы выщелачивания в этих районах ниже уровня речных долин протекали значительно медленнее.

Неоднократные изменения положения базиса эрозии в течение третичного и четвертичного периодов привели (в периоды наиболее низкого положения этого базиса) к дальнейшему расчленению поверхности речной и овражной сетью, накоплению делювиальных осадков, а в периоды повышенного положения базиса эрозии накоплению элювиальных осадков, повышению уровня грунтовых вод и превращению овражной сети в балки. Процессы эрозии и аккумуляции в свою очередь создали благоприятные условия для проявления по долинам рек процессов суффозии и дефляции.

Таким образом, мезозойская и кайнозойская эры для территории Татарской АССР характеризуются сменой морского режима континентальным, нарушением первоначальных условий залегания осадочных толщ, частым изменением гидрогеологического режима, развитием коррозии, эрозии, суффозии, дефляции и других процессов. Совокупное действие этих процессов при активном воздействии тектоники нашло выражение в создании на поверхности различных форм экзогеодинамических явлений.

В течение мезозойской и кайнозойской эр экзогеодинамические процессы протекали неравномерно, они то усиливались, то ослаблялись. Наиболее благоприятные условия для возникновения современных экзогеодинамических процессов на территории Татарской республики создались в третичный период. Неоднократно они повторялись и в четвертичный период.

Экзогеодинамические процессы, протекавшие в течение кайнозойской эры, привели к сильным изменениям поверхности территории республики. О размерах этих изменений можно судить даже по таким показателям, как величина эрозии и коррозии. Так, например, по нашим грубым расчетам, только воды современного весеннего стока атмосферных осадков уносят с поверхности территории республики около 750 тыс. т, или 500 тыс. м³, взвешенных частиц. Эти же воды уносят до 500 тыс. т породы в виде растворенных ионов; из них: Mg — 18 тыс., Ca — 64,5 тыс., Cl — 45,5 тыс., SO₄ — 50 тыс., CO₃ — 136,5 тыс. Кроме того, ежегодно подземными водами выносятся из недр Земли в пределах описываемой территории до 1,6—2 млн. т различного рода солей в растворенном виде. В составе выносимых растворов содержится: Mg — 68,5 тыс., Ca — 264,5 тыс., Cl — 34 тыс., SO₄ — 344 тыс., CO₃ — 450 тыс. т.

В настоящее время мы не можем судить о величине изменений, к которым привели экзогеодинамические процессы в течение всей кайнозойской эры. Эти процессы, протекавшие в течение длительного периода, в конечном итоге привели к существенным механическим нарушениям поверхности Земли, представленным в виде овражной эрозии, деформации склонов (оползни, оплывины, обвалы), провалов и просадок и других форм.

Овражно-балочная сеть — наиболее резко выраженная и широко развитая форма экзогеодинамических явлений. На каждый квадратный километр поверхности территории Татарской АССР приходится от 0,1 до 0,85 пог. км оврагов и балок. По степени овражно-балочной расчлененности на территории Татарской республики выделяется ряд овражно-эрозионных районов. Наибольшим расчленением характеризуется правобережье р. Волги (до 0,6 пог. км на 1 км²) и северо-западная часть республики (до 0,85 пог. км на 1 км²). Наименьшей протяженностью оврагов и балок отличается Западное Закамье (до 0,3 пог. км на 1 км²). Средняя расчлененность территории республики определяется равной 0,4 пог. км на 1 км² поверхности.

Современная картина овражно-балочной расчлененности представляет собой результат длительной работы как древнего, так и современного поверхностного стока. В значительной степени овражно-балочное расчленение является следствием древних фаз эрозии, вызванных неоднократными движениями земной коры в период альпийского этапа орогенеза и сопровождавшимися, соответственно, изменениями положения базиса эрозии.

Данными бурений установлено, что самое низкое положение базиса эрозии относится к неогеновой эпохе. Так, в районе сел. М. Толкиш наиболее глубокий третичный размыв превышает отметки —100 м. Глубокий третичный размыв по долине Камы также констатирован в районе г. Елабуги на отметке — 30 м. Такое низкое положение базиса эрозии и значительная амплитуда колебания рельефа создали наиболее благоприятные условия для усиления эрозионной деятельности поверхностных вод в третичный период. Разработанная в третичный период овражно-балочная сеть сохранилась в настоящее время в основном в юго-восточной части республики. На остальной части территории эти овраги и балки выполнены отложениями плиоценового и древнечетвертичного возраста и обнаруживаются при бурении, реже они выходят на дневную поверхность, будучи вскрыты эрозией.

В конце верхнетретичной эпохи на значительную часть территории Закамья (область мелекесской депрессии и бассейн палеокамы) вторгается акчагыльское море, и в течение всего плиоценового времени идет процесс накопления осадков. В результате этого происходит повышение базиса эрозии более чем на 200 м, выполнение доплиоценовых эрозионных долин, а следовательно, и значительное нивелирование рельефа.

Четвертичный период в развитии рельефа характеризуется неоднократными изменениями положения базиса эрозии. В пределах описываемой площади намечаются три наиболее крупные фазы древнечетвертичной эрозии. Древние фазы четвертичной эрозии соответствуют миндельрисскому и рисс-вюрмскому межледниковым периодам. Но наиболее интенсивная эрозия была приурочена к началу рисского времени. Долины основных рек в это время снова переуглубились до абсолютных отметок — 5—25 м. Базис эрозии, поднявшийся примерно на 150—200 м, в начале вюрмского времени снова снижается. Для долины р. Волги, являющейся в начале вюрмского ледникового времени наиболее пониженным участком рельефа, базис эрозии характеризуется уже положительными отметками. Абсолютная отметка поверхности вюрмского размыва в районе г. Казани определяется около +30 м. Колебание уровня базиса эрозии в вюрмский ледниковый период на территории Татарской АССР было незначительно и равно примерно 30 м. В голоценовую эпоху резкие колебания базиса эрозии также не установлены. По долинам основных рек эти колебания определяются в 20—25 м.

Постепенное повышение базиса эрозии и отсутствие резких его колебаний в конце четвертичного периода привели к частичному выполнению

глубоких эрозионных долин и относительно ослаблению процессов эрозии.

Значительному ослаблению процессов эрозии в голоценовую эпоху способствовало также обильное развитие древесной растительности. Известно, что в XIII—XIV вв. поверхность территории Татарской республики была сплошь покрыта лесом, который неоднократно уничтожался и вырастал вновь. В XVIII в. огромная часть Закамья бала занята лесом, а в настоящее время здесь имеются лишь отдельные лесные площади. Хищническое уничтожение леса за XIX столетие на значительной площади увеличило область поверхностного стока, а следовательно и интенсивность эрозионных процессов.

Проявление современной овражной эрозии также связано с проведением некоторых технических мероприятий без достаточных предохранительных мер (строительство дорог, мостов, вспашка земли вдоль склонов и т. д.). Таким образом, вмешательство человека в природные условия вызвало новую фазу эрозии.

Наблюдаемые формы древней овражной эрозии в основном относятся к рисс-вюрмскому времени и лишь в юго-восточной части республики, как мы указывали выше, — к третичному периоду. Формы проявления современной овражной эрозии представляют собой результат работы вод поверхностного стока в основном по долинам и склонам рек, балок и оврагов, формировавшихся в доголоценовое время.

Развитие и географическое распределение овражной эрозии подчиняются определенным факторам, от характера проявления и относительной роли которых (преобладание одних из них над другими) зависят формы и интенсивность овражной эрозии.

Основные факторы, определяющие характер и степень проявления овражной эрозии на территории Татарии: глубина базиса эрозии, литологический состав пород, почвенный и растительный покров.

Сравнение участков, различных по степени эрозионной расчлененности, показывает, что наибольшей глубине базиса эрозии соответствуют наиболее густо расчлененные овражно-балочной сетью районы. Исключением в этом отношении является юго-восточная часть территории республики, где, несмотря на большую разницу высот долин и водоразделов, наблюдается незначительная расчлененность поверхности овражно-балочной сетью. Такое несоответствие для этой части территории, повидимому, объясняется прочими факторами развития овражной эрозии. В частности, здесь основную роль сыграло наличие структурных террас, в значительной степени ослабивших в четвертичный период эрозионную деятельность поверхностных вод по склонам долин.

Кроме того, плоскостная эрозия, имевшая место в течение четвертичного периода, могла частично уничтожить на водоразделах овражные долины. Об усиленном развитии в четвертичный период плоскостной эрозии в юго-восточной части республики свидетельствуют платообразный характер рельефа и незначительная мощность элюво-делювиальных образований.

Характер напластования и литологический состав пород оказали также существенное влияние на ход развития и формы проявления овражной эрозии.

Овраги в области сплошного развития песчано-глинистых четвертичных аллювиальных отложений долины Волги и Камы характеризуются неглубокой врезанностью, сравнительно крутыми склонами и плоским дном. Рост их в основном происходит вследствие осыпания склонов. В местах развития лёссовидных суглинков (район г. Казани и сел. Рыбной слободы) склоны оврагов образуют почти отвесные стены.

Овраги, прорезающие пластичные глины третичного возраста, характеризуются пологим и довольно широким поперечным профилем. Основную роль в создании его играют оползневые явления, благодаря чему склоны имеют мелкобугристую поверхность. Тальвеги оврагов, вследствие подпирания с обоих склонов оползней, в большинстве случаев узкие. Классическим примером развития таких оврагов являются овраги Рыбно-Слободского и Чистопольского районов.

В области развития мезозойских отложений (юго-западная часть Татарии), представленных в основном глинистыми породами, овраги имеют значительную протяженность, низкие и пологие склоны, заболоченное дно. В низовьях они подвержены современной эрозии, что часто вызывает оползание склонов.

Область развития пермских отложений характеризуется развитием глубоких оврагов, имеющих узкое дно и крутые склоны. Дно оврагов, вследствие частого переслаивания твердых и мягких пород (карбонатных пород, мергелей аргиллитов, алевролитов и песчаников), имеет ступенчатый профиль. Описываемые формы оврагов получили почти повсеместное развитие на территории Татарии и прорезают обычно коренные склоны рек Волги, Камы и мелких рек Заволжья и Предволжья.

Влияние литологии на характер развития оврагов наблюдается даже в пределах небольшого участка. Так, например, овраг, открывающийся в долину р. Камы у нижнего конца сел. Змиево, на своем протяжении прорезает отложения пермской и третичной системы; он характеризуется пологими склонами и широким поперечным профилем. В устьевой же части, где он прорезает отложения пермской системы, склоны становятся крутыми и овраг суживается по ширине в 2—3 раза.

Древние формы эрозии — балки не отражают в настоящем виде геологического строения склонов. Прошлые их морфологические черты сглажены и изменены последующими денудационными процессами.

Наиболее распространенной формой балок в коренных пермских образованиях, прорезающих высокие и крутые склоны рек Волги, Свияги, Шешмы, Зая и Ика и их притоков, являются балки, характеризующиеся плавным поперечным профилем полукруглой формы, часто с пологими задернованными склонами, которые постепенно, без резких границ, переходят в днище и прилегающее плато.

Кроме описанных факторов, постоянно действующих в развитии овражной эрозии, имеются факторы, действующие более кратковременно, но также определяющие направление и интенсивность эрозии. Такими факторами являются растительный и почвенный покров.

Как уже мы указывали, уничтожение растительного покрова на территории Татарской АССР в течение короткого времени коренным образом изменило ход развития эрозии.

Степень проявления современной овражной эрозии, с одной стороны, тесно связана с древними эрозионными формами, обусловленными постоянно действующими факторами, с другой, — с современными физико-географическими условиями, из которых первостепенное значение приобретает почвенно-растительный покров.

Оценивая территорию Татарии с точки зрения интенсивности современной эрозии, необходимо констатировать, что район развития черноземных почв, обладающих хорошими противэрозионными качествами, в Закамской части менее подвержен овражной эрозии. Районы же развития подзолистых разностей почв, характеризующихся бесструктурностью и слабой водопроницаемостью, на правом берегу р. Волги и в районах между Волгой и Вяткой подвержены эрозии значительно больше, чем в черноземных районах.

Для характеристики степени интенсивности современной овражной эрозии на территории Татарской республики нами принята шкала из четырех ступеней: 1) слабая; 2) умеренная; 3) сильная; 4) очень сильная.

Согласно этой шкале, составлена карта распространения овражной эрозии, которая показывает, что современная овражная эрозия приурочена главным образом к правому берегу р. Волги, отдельным притокам р. Камы (Чистопольский, Рыбно-Слободский, Красноборский административные районы) и к району, расположенному между реками Волгой и Вяткой. Наблюдаемый современный размыв проявляется в виде вторичной эрозии на дне и склонах древних балок, в виде боковой и вершинной эрозии — в оврагах уже зрелого возраста и образовании новых промоин и оврагов.

В зависимости от интенсивности современной эрозии и характера ее проявления, на территории Татарии выделяются следующие овражно-эрозионные районы:

1. Районы с очень сильным проявлением овражной эрозии намечаются главным образом на правом берегу р. Камы и в пределах Красноборского, Елабужского и Рыбно-Слободского районов. Здесь овраги своими вершинами врезаются в глубь водораздельного плато, поражая пахотные земли. Рост оврагов происходит вследствие как вершинной, так боковой и глубинной эрозии.

В этих районах необходимо срочное проведение противоовражных мероприятий (лесонасаждения, урегулирование поверхностного стока).

2. Районы сильного проявления овражной эрозии занимают более значительные площади. К категории их относятся участки (правый берег р. Волги и бассейн р. Ашита) с энергичным проявлением вторичного размыва в древних балках, в результате которого образуются новые вторичные овраги на днищах балочных долин. Последние почти нигде не выходят за пределы древней балки. Глубина их не превышает 7—8 м. Вторичные овраги не требуют особых противоэрозионных мероприятий. Участки активного проявления боковой и вершинной эрозии приурочены к верховьям бассейна р. Казанки, правобережью и частично левобережью р. Камы. Овраги прорезают в основном склоны долин и частично водоразделов. Боковая эрозия проявляется в виде обвалов, осыпей, реже в виде оползней.

Необходимо проведение противоовражных мероприятий, главным образом путем лесонасаждения.

3. В районах умеренного проявления овражной эрозии рост уже зрелых оврагов происходит в основном из-за боковой эрозии, в меньшей степени — вследствие вершинной. К этой категории относятся овраги с проявлением боковой эрозии из-за размыва поверхностным стоком, формирующегося непосредственно на склоне оврага (верхняя часть бассейна р. Мешы и отдельные участки в Закамье). Кроме того, к этим районам нужно отнести овраги, рост которых происходит вследствие оползания и оплывания склонов в связи с текучестью и пластичностью мезозойских образований, которые они прорезают. В последнем случае для борьбы с овражной эрозией требуется применение, наряду с лесонасаждениями, и других мер по укреплению склона от оползания.

4. Районы со слабым проявлением овражной эрозии сосредоточены в основном в Закамской части Татарской республики. Здесь активные формы овражной эрозии встречаются не часто. В этих районах можно отметить наличие также всех трех видов эрозии — боковой, вершинной, глубинной и образование новых оврагов.

Что касается возникновения промоин и оврагов, то они не поддаются районированию из-за своего чрезвычайно разбросанного расположения по всей территории республики.

Кроме вышеописанных форм овражной эрозии, на территории Татарской АССР широкое развитие имеют также боковая эрозия речных долин и плоскостная эрозия водораздельных склонов. Наиболее интенсивное проявление современной боковой эрозии речных долин наблюдается по крутым склонам долин рр. Волги, Камы, Вятки. В той или иной степени они проявляются также и по долинам основных притоков Волги и Камы. Интенсивность проявления плоскостной эрозии в современных условиях нами не изучалась. Однако отрывочные данные наблюдений за твердым стоком указывают также на активные проявления этой формы эрозии.

С историей развития глубинной, т. е. овражно-речной эрозии тесно связаны и оползневые явления. Однако степень их проявления и географическое распределение на территории республики имеют значительно меньшие масштабы.

Оползневые явления на территории Татарской республики в основном развиты по правобережью долины р. Волги, а также по долинам рр. Камы и Вятки. Кроме того, оползневые явления довольно широкое развитие получили в бассейне р. Свияги в области распространения мезозойских отложений. Значительно меньшее развитие они имеют в бассейнах других малых рек. Они в основном констатированы по бассейнам рр. Ашит, Меши, в низовьях бассейна р. Свияги и по некоторым малым рекам Закамья. Оползни приурочены к палеозойским, мезозойским и кайнозойским песчано-глинистым образованиям, где они выведены на дневную поверхность речной эрозией. Наиболее интенсивным процессом оползания подвержены склоны рек и оврагов в области развития юрских, меловых и третичных отложений и в меньшей степени — в области развития отложений пермской и четвертичной систем.

Область развития морской фации казанского яруса представлена в основном карбонатными породами и не затронута процессом оползания. В редких случаях среди этих отложений наблюдаются оползневые явления. Так, например, по правобережью р. Камы, в районе сел. Сорочьи Горы, береговой уступ, сложенный морскими осадками казанского яруса, подвержен оползанию. Изучение разреза и трещиноватости пород показывает, что здесь оползневые явления обусловлены наличием прослойки пластичных глин и продольных по отношению к береговому уступу тектонических трещин. Наличие в этом районе тектонических трещин способствовало отрыву масс, а прослойки глин послужили плоскостью скольжения.

Имеющие довольно широкое развитие на территории республики отложения татарского яруса представлены в основном толщей переслаивающихся глин, песчаников, мергелей и карбонатных пород. В местах, где в разрезе отложений татарского яруса преобладают глинистые породы, при прочих благоприятных условиях наблюдается проявление оползней. В бассейне нижнего течения р. Свияги, где разрез выше уровня овражно-речных долин представлен исключительно породами татарского яруса, почти всюду наблюдаются оползания. По правому коренному берегу р. Волги, в Заволжье, по бассейнам рр. Меши и Ашита, где хотя и имеют широкое развитие отложения татарского яруса, но в основании склонов обнажаются карбонатные породы казанского яруса, оползневые явления имеют ограниченное распространение. Здесь породы казанского яруса служат жестким основанием, препятствующим оползанию пород татарского яруса. Лишь в тех местах, где породы казанского яруса погружаются ниже уровня речных долин, наблюдается проявление оползаний. Наиболее типичным примером в этом отношении является бассейн р. Ашит и правый берег р. Волги.

На обширной площади бассейна р. Ашит оползневые явления установлены лишь в северо-западной части Атнинского района, в тектони-

ческом отношении являющегося прогибом между Казакларовским и Менгерским брахиантиклинальными поднятиями, где отложения казанского яруса уходят ниже уровня речных долин. По правому береговому уступу р. Волги оползневые явления получили широкое развитие в основном в южной части, ниже Сюкеевского взвоза, где отложения казанского яруса уходят под уровень р. Волги. В северной части долины Волги оползневые явления встречаются лишь на отдельных участках, где отложения казанского яруса спускаются до уровня р. Волги (например, район сел. Собакино).

Восточная половина территории Татарской республики в основном характеризуется развитием отложений уфимской свиты и континентальной фации казанского яруса. Несмотря на то, что в этом районе местами в разрезе осадков преобладают песчано-глинистые породы, здесь по долинам малых рек наблюдается почти полное отсутствие оползней. В этой части территории республики лишь по долинам рр. Камы и Вятки явления оползания наблюдаются довольно часто. Отсутствие оползней по малым рекам в восточной части республики в основном объясняется древним характером рельефа. Овражно-речная сеть Восточного Закамья, как мы уже указывали выше, выработалась еще в третичный период. Эрозионные процессы в четвертичный период в этом районе играли незначительную роль в разработке долин. Поэтому здесь не наблюдаются морфологически выраженные формы оползней. Они почти полностью уничтожены процессами денудации. Следы древних оползней третичного возраста наблюдаются в ряде мест в верховьях р. Шешмы. Так, например, в районе сел. Спиридоновки, выше его, по правому берегу р. Шешмы выступают тонколистоватые песчаники с крутым падением в сторону берегового уступа, имеющего явные признаки оползания.

На территории Татарской АССР морфологически выраженные оползневые явления — в основном вюрмского и голоценового века. Среди них можно выделить две фазы развития оползней: древнюю — соответствующую вюрмскому и раннеголоценовому времени, и современную — связанную с новыми проявлениями эрозии. В более древнее, довюрмское время оползневые явления, вследствие низкого положения базиса эрозии и глубокого вреза речных долин, возможно, имели более широкое развитие. Они, как уже указано выше, последующими процессами денудации могли быть уничтожены, или сглажены, или же перекрыты широко развитыми по долинам рек аллювио-делювиальными отложениями рисского ледникового времени.

Мы уже указывали на наличие древних третичных оползней, лишенных своих морфологических признаков. Морфологически выраженные древние оползни, соответствующие вюрмскому и раннеголоценовому времени, установлены по бассейнам рр. Вятки, Камы, Свияги и Ика. Здесь мы наблюдаем прислонение современной террасы к оползневому телу. Так, например, отдельные бугры одного из крупных оползней (длиной около 750 м), образовавшегося на правом береговом уступе р. Ашит, ниже сел. Кубян, у основания склона, окаймлены со всех сторон современными пойменными осадками р. Ашит. Время образования этого оползня, как видно из приведенного факта, относится к периоду наиболее низкого положения голоценового базиса эрозии, т. е. к древнему голоцену.

Дальнейшее повышение позднеголоценового базиса эрозии, аккумуляции осадков по овражно-речным долинам и зарастание всей территории лесной растительностью привели к значительному ослаблению эрозионной деятельности рек и оврагов, а следовательно, и ослаблению оползневой активности.

Массовое уничтожение лесов значительно усилило процессы эрозии. В связи с этим возобновились и оползневые явления. Наиболее интенсивное проявление современных оползней наблюдается в области развития пластичных пород юрских и третичных отложений. В остальных же областях современное проявление оползней имеет ограниченное развитие. Значительно меньше проявление современных оползней по сравнению с древними отмечено по долинам рр. Волги и Камы, где наблюдается сравнительно усиленная эрозия и обрывистый высокий берег.

Морфология оползней тесно связана с литологией эродированных толщ и глубиной эрозии. Глины мезозоя и третичных отложений образуют оползни типа оплывин. Сползание берегового уступа начинается при глубине захвата эрозией около 5 м. При более глубоком захвате эрозией оползневой массив приобретает очень сложный характер. На малых реках и оврагах, в области развития мезозойских и третичных глин, при глубоком захвате эрозией обычно сползают оба склона, которые своими основаниями припирают один другой у русла, уничтожая полностью промоину долины. В период весеннего таяния снега русло снова разрабатывается водами поверхностного стока; тем самым создаются условия для дальнейшей передвижки оползня.

Таким образом, эрозия, возобновляя активность оползня, создает очень сложную и разнообразную поверхность. Типичные формы сложных оползней, ежегодно возобновляющих свою активность, приурочены к области развития третичных отложений на правом берегу р. Камы, в районе сел. Рыбная слобода. Склоны оврагов, прорезающих правый берег р. Камы ниже и выше сел. Рыбная слобода, от устья до верховьев превращены в сплошной оползневый поток с бугристыми, волнистыми и ступенчатыми поверхностями.

Область развития мезозойских отложений обычно характеризуется незначительными глубинами эрозионного вреза, но и здесь местами наблюдается переуглубление речек и оврагов. В этих местах речки и овраги по обоим склонам подвержены усиленным процессам оползания. Так, например, в Дрожжановском районе склоны оврага, открывающегося в р. Цильну у сел. Новый Ильмень-Куст, на всем протяжении подвержены сильному оползанию. Оползни местами и здесь преграждают путь стоку, но в период весеннего таяния снега вода снова прорывает русло, возобновляя активность оползня.

В области развития глинистых пород пермских отложений оползневые явления наблюдаются лишь на тех участках, где глубина захвата эрозии превышает 50 м, причем здесь оползни имеют ступенчатую поверхность. Лишь в редких случаях (например, близ сел. Чеганда), когда глубина захвата эрозии достигает 100 м и породы, слагающие склон, сплошь состоят из глин, оползневая поверхность приобретает волнисто-бугристый рельеф.

Необходимым условием для образования оползней, кроме глубины захвата эрозии и литологического состава отложений, слагающих склоны, является наличие водоносных горизонтов, увлажняющих плоскость скольжения оползня. Однако это условие выдерживается не во всех местах. В области развития пермских отложений увлажнение плоскости скольжения хотя и связано с наличием водоносных горизонтов, но нередко случаи, когда увлажнение плоскости скольжения происходит за счет русловых вод в периоды высокого половодья. В области развития мезозойских и третичных отложений оползневые явления довольно часто обусловлены насыщением глинистых пород, слагающих береговой уступ, инфильтрационными водами и водами стока. Оползневые явления, приуроченные к четвертичным отложениям, связаны в основном с суффозион-

ными процессами. В тех местах, где основание склона сложено песками, лежащие выше глинистые породы сползают в результате нарушения устойчивости склона из-за вымывания песков, подстилающих глинистые породы. Наиболее типичные оползни суффозионного типа развиты в северо-западной части г. Казани по оврагам, прорезающим высокую волжскую террасу.

Таким образом, как видно из изложенного, развитие оползней на территории Татарской АССР зависит от геологического строения, тектоники, интенсивности развития эрозии, гидрогеологических и гидрологических особенностей района.

В зависимости от указанных условий территория Татарской республики в отношении проявления оползней может быть подразделена на несколько районов:

1. Районы развития оползней по долинам рек Волги, Камы и Вятки характеризуются глубоким захватом эрозией не только самой долины основных рек, но и их притоков в придолинной части. Здесь наблюдаются древние и современные формы проявления оползней. По характеру проявления и геологическому строению этот район может быть подразделен на несколько подрайонов: а) Вятско-Камский подрайон оползней, характеризующийся развитием континентальной фации казанского яруса и уфимской свиты; б) Чистопольско-Рыбно-Слободский подрайон долины р. Камы, характеризующийся развитием в основном оползней в третичных отложениях; в) Сюкеевско-Пролейкашский подрайон долины р. Волги, характеризующийся развитием оползней в отложениях татарского яруса.

2. Районы развития оползней в мезозойских отложениях Предволжья характеризуются неглубоким захватом эрозией, мелкими, но в большинстве случаев активными формами оползней.

3. Район развития оползней татарского яруса Предволжья характеризуется средней глубиной захвата эрозией, древними, но сравнительно резкими формами проявления оползней.

4. Район развития оползней татарского яруса Заволжья аналогичен третьему району.

5. Район развития оползней татарского яруса и третичных отложений западного Закамья характеризуется неглубоким захватом эрозией, слабым развитием оползней в отложениях татарского яруса и активной формой проявления оползней на небольших участках, приуроченных к третичным отложениям.

6. Район предполагаемых древних третичных оползней области развития континентальной фации пермских отложений восточного Закамья характеризуется глубоким захватом древней эрозией, слабым проявлением четвертичной эрозии, морфологически почти не выраженными денудированными формами оползней.

Кроме описанных форм деформации склонов, по долинам рек и оврагов наблюдается также оплывание по склонам разжиженных водами песчано-глинистых пород. Оплывины обычно образуются после весеннего таяния снега, сильных проливных дождей и в местах истечения пластовых вод. Наиболее интенсивные проявления оплывин наблюдаются по правобережью р. Волги близ Сюкеевских пещер. Мелкие формы их проявления повсеместно отмечаются по склонам оврагов в области развития мезозойских отложений, а редкие, но также мелкие проявления — по склонам малых рек и выходов мощных источников в Бугульминском, Красноборском и других районах.

В районе г. Тетюши в 1948 г. в период сильных дождей наблюдались бурные потоки подобно селям и мурам по руслам оврагов, увлекавшие за собою огромное количество обломочного материала. По нашим наблю-

дениям, в течение 2—3 часов русло оврага, расположенного непосредственно у нижнего конца г. Тетиши, было размывто на расстоянии 25 м глубиной до 2—2,5 м, и с этого участка было вынесено около 200 м³ крупно- и мелкообломочного материала. Такие явления в 1948 г. наблюдались и в области развития четвертичной террасы Камы между селениями Красный Бор и Муново.

Кроме деформации склонов и развития эрозионных процессов, на территории Татарии довольно широкое распространение имеют карстовые явления и, в значительно меньшей степени, явления просадок в лёссовидных суглинках. Наиболее благоприятными условиями для развития процессов карста явились участки, подверженные максимальной тектонической раздробленности и трещиноватости. В этих условиях выше уровня базиса эрозии протекал усиленный процесс выщелачивания и образования пустот. Кровля пустот в трещиноватых зонах, без сомнения, была менее устойчива, поэтому она подвергалась постоянному обрушению, а при достижении подземными пустотами и полостями соответствующих размеров их кровля обрушалась, а на поверхности происходило образование провалов. С подземными пустотами также связано образование воронкообразных углублений вследствие размывания поверхностными водами элювио-делювиальных песчано-глинистых пород и просасывания их по трещинам в подземные пустоты. Последняя форма проявления карста наблюдается по склонам речных долин, где они покрыты делювиальным плащом, а также и на поверхности структурных террас, покрытых незначительной мощности аллювиальными и элювиальными отложениями. Как в первом, так и во втором случаях карстующаяся толща находится выше уровня подземных вод, в зоне сезонных колебаний их уровня.

В периоды же относительного повышения уровня базиса эрозии долины рек заполнялись песчано-глинистыми аллювиальными отложениями. Уровень подземных вод при этих условиях поднимался выше зоны карстующихся пород до уровня аллювиальных отложений. Воды аллювиальных отложений при этом находились в гидравлической связи, с одной стороны, с залегающими ниже подземными водами коренных отложений, а с другой — с русловыми водами. Сезонные и периодические колебания уровня воды в реках и поверхностные воды, инфильтрирующиеся в толщу аллювиальных отложений, изменяли режим аллювиальных и связанных с ними вод лежащих ниже коренных образований. Благодаря различию фильтрационных свойств коренных и аллювиальных отложений в период резкого изменения гидродинамического режима происходило вымывание кластического материала в трещины и пустоты коренных отложений. При продолжительном и усиленном вымывании кластического материала аллювиальных отложений в трещины и пустоты коренных пород происходило просасывание и лежащего выше песчаного материала, причем это просасывание захватывало толщу аллювиальных отложений до уровня зеркала грунтовых вод. На уровне зеркала грунтовых вод происходило образование пустот, и при достижении критических размеров кровля их обрушалась с образованием на поверхности провалов и оседаний. Карстовые явления типа вымывания детально изучены по долине р. Волги, где в ряде пунктов установлена динамика их проявления.

Наконец, последняя форма проявления карстовых процессов на территории Татарской республики — пещеры по крутым, обрывистым берегам речных долин.

Таким образом, на территории Татарии имеются различные условия проявления карста на поверхности. Из них карстовые явления, связанные с обрушением кровли над пустотами, в основном характерны для водо-

раздельных участков и реже наблюдаются по речным долинам на поверхности структурных террас. Карстовые воронкообразные углубления, связанные с размыванием песчано-глинистых пород и просасыванием их по трещинам в пустоты коренных образований, развиты по склонам речных долин, а провалы, связанные с вымыванием кластического материала в пустоты, характерны для поверхности аллювиальных террас.

Карстовые явления на территории республики развиты не повсеместно. Они, в зависимости от геологических особенностей, приурочены к двум областям территории.

Первая, восточная, область охватывает территорию, расположенную между восточной границей республики и линией почти меридионального простирания, проходящей через селения Ижевка, Акташ, Шугурово. Карстовые явления этой области генетически связаны с породами карбонатно-сульфатного комплекса нижнепермского возраста.

Вторая область занимает западную часть территории республики. Граница ее распространения совпадает с областью распространения морских осадков верхнеказанского возраста, представленных в основном фацией карбонатных пород и, в меньшей степени, гипсо-ангидритами. Восточная граница ее тянется с северо-западного угла Татарии примерно через верховья р. Ашит на юго-восток через среднее течение рр. Казанки и Меши, далее по левобережью р. Камы вдоль р. Шанталы до низовьев р. Большая Сульча. Западная граница области совпадает с административной границей республики. Карстовые явления этой области связаны с процессами выщелачивания пород казанского и, частично, артинского ярусов.

Географическое распределение поверхностных форм карста обеих областей зависит от разных факторов: 1) характера проявления тектонических процессов; 2) положения древнетретичного, четвертичного рисского и голоценового базиса эрозии; 3) гидродинамического и гидрохимического режима и других факторов.

В зависимости от сочетания особенностей в пределах карстовых областей нами выделяются карстовые районы, а внутри последних в некоторых случаях — небольшие обособленные карстовые участки.

В восточной карстовой области выделяются два карстовых района: 1) Икско-Зайский и 2) Салаушский. В пределах Икско-Зайского карстового района выделяются три карстовых участка: а) Икский, б) Ронгазарский и в) Акташский.

Восточная карстовая область характеризуется более ограниченными площадями проявления карста. Они приурочены к отдельным брахиантиклинальным и куполообразным поднятиям. Карстовые провалы здесь, за исключением Икского участка, сосредоточены на восточных склонах поднятий. Несколько иными являются проявления карста на Икском участке. Карстовые провалы на этом участке приурочены в основном к речным долинам, расположенным по западному крылу Туймазинского поднятия. Здесь четко выделяются два карстовых поля с современными и древними формами проявления, причем эти карстовые поля связаны с положением древнего и современного базисов эрозии.

В западной карстовой области на характер развития процессов карста существенное влияние оказали, с одной стороны, тектонические нарушения, с другой — эрозионная деятельность р. Волги. В зависимости от этих условий западная карстовая область делится нами на 3 подобласти: 1) развития коренных пород Заволжья; 2) развития аллювиальных и делювиальных отложений левобережья Волги; 3) развития коренных пород Предволжья.

В пределах западной карстовой области в свою очередь выделяются карстовые районы, приуроченные к отдельным участкам тектонических поднятий: 1) Кинерско-Новоселькинский, охватывающий верховья бассейна р. Казанки, и бассейна правых притоков среднего течения р. Мешки (реки Ушня, Нурма); 2) Казакларово-Дубязский; 3) Высокогорско-Кошачковский; 4) Казанский; 5) Столбищенский; 6) Камско-Устинский; 7) Собайкинский; 8) Кузнечихинский; 9) Тетюшко-Куйбышевский; 10) Карлинский; 11) Апастовский; 12) Кайбицко-Нурлатский; 13) Улитино-Зеленодольский; 14) Васильево-Куларский; 15) Юдинский.

Эти карстовые районы или входят в определенную подобласть западной части, или же охватывают площадь двух подобластей. Так, например, карстовые районы 6, 13, 14 входят в подобласть Предволжья и левобережья Волги. Эти районы, входящие в две подобласти, приурочены к одному поднятию, но по условиям проявления они резко отличаются. Районы 1, 2 относятся к Заволжской карстовой подобласти, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 15 — к подобласти левобережья и, наконец, 10, 11, 12 — к подобласти Предволжья.

В пределах некоторых карстовых районов также выделяются и карстовые участки.

В Кинерско-Новоселькинском и Казакларово-Дубязском карстовом районах отдельные карстовые участки, связанные с поднятиями, так же как и в восточной карстовой области, расположены на восточных склонах. В отдельных карстовых районах такая закономерность из-за отсутствия достаточных данных не установлена.

Тектонические особенности Предволжской карстовой подобласти сильно отличаются от таковых восточной карстовой области и Заволжской карстовой подобласти. Здесь, наряду с отдельными брахиантиклинальными поднятиями и куполами, широко развиты дизъюнктивные нарушения в отложениях татарского яруса. Такие нарушения благоприятствовали более интенсивному и широкому проявлению карста даже на тех участках, где над карстующимися породами казанского яруса залегает мощная толща песчано-глинистых пород татарского яруса.

Карстовые явления в подобласти развития аллювиальных и флювиогляциальных отложений левобережья Волги, кроме тектонических условий, находятся в тесной зависимости от глубины и характера поверхности размыва коренных пермских пород, степени их разрушения и условий гидродинамического режима подземных вод. В пределах развития аллювиальных отложений четвертичного времени по левобережью Волги прослеживаются полосы, совершенно лишенные форм поверхностного проявления карста, и полосы, изобилующие ими. Исследованиями карстовых явлений в районе подобласти левобережья установлено, что вдоль осевой части глубоких эрозионных долин, независимо от состава пород, поверхностные проявления карста совершенно отсутствуют. Они отсутствуют также в местах простирания подземных (погребенных под четвертичные осадки) хребтиков или останцев, где поверхность размыва пермских отложений залегает выше уровня подземных вод. Интенсивные поверхностные проявления карста в подобласти левобережья Волги приурочены главным образом к окраинным частям эрозионных долин.

Образования на поверхности карстовых форм рельефа в восточной подобласти обусловлены как явлениями провалов, так и просасыванием и вымыванием кластического материала четвертичных отложений в карстовые пустоты (Васильев, 1949). В западной карстовой области, в Предволжской и Заволжской подобластях в основном преобладают

провалы, связанные с обрушением кровли карстовых пустот, а в подобласти левобережья р. Волги — карст преимущественно типа вымывания.

Пещеры на территории Татарской республики констатированы лишь по правобережью Волги, в окрестностях сел. Сюкеево Камско-Устиньского района. Кроме того, на территории Башкирской АССР, на границе с Татарской республикой, пещеры имеют широкое развитие на Икском карстовом участке.

Наряду с карстовыми явлениями, связанными с выщелачиванием легкорастворимых пород, по левобережью р. Волги встречаются провалы и просадки, обусловленные суффозионными процессами в лёссовидных суглинках. Лёссовидные суглинки по левобережью Волги констатированы в районе г. Казани и сел. Измери, а по долине р. Камы — в Рыбно-Слободском районе.

Провалы и просадки, связанные с суффозионными явлениями в лёссовидных суглинках, наблюдаются лишь в районе Казани. Они здесь обусловлены искусственным увлажнением грунтов. В районе сел. Измери наблюдаются естественные просадки, а в Рыбно-Слободском районе признаков провалов и просадок в лёссовидных суглинках не установлено.

Кроме описанных условий проявления на поверхности провалов и просадок, на территории Татарской республики встречаются просадки и западинки, связанные с почвообразовательными процессами (оподзоливание почвы) или размывом почвы просачивающимися атмосферными водами в подпочвенные слои. Динамика образования подобных просадок и западинок пока еще изучена недостаточно. Они констатированы по левобережью р. Волги на поверхности верхней террасы к юго-западу от г. Казани, по правобережью Камы в Мамадышском районе и по левобережью р. Камы в Чистопольском районе.

Явления провалов и просадок на территории республики связаны, как видно из изложенного, с процессами коррозии, суффозии, эрозии и обрушения. Довольно часто встречаются провалы и просадки, вызванные несколькими процессами. В зависимости от этого выделяются карстовые, карстово-суффозионные и суффозионные провалы.

Наблюдаемые современные формы проявления карста на территории Татарии относятся к более поздним стадиям развития. Пыльцевой анализ проб грунта, полученных бурением со дна погребенной поверхности и более древних, уже заболоченных воронок по верхней террасе Волги, указывает на позднеюрмский их возраст. Карстовые же провалы, образовавшиеся в третичный и древнетретичный периоды, должны были быть уничтожены денудацией. О существовании их мы можем судить лишь по данным бурения. Значительная часть карстовых пустот, связанных с древними, более низкими положениями базиса эрозии, в настоящее время уже выполнена обломочным материалом.

Наличие третичных карстовых пустот установлено даже за пределами современных карстовых областей (например, район г. Елабуги), что свидетельствует о более широком пространственном развитии карста в третичный период.

Карстовые явления на территории республики — как в восточной, так и в западной областях — находятся в стадии активного развития. Проявления карста на территории Татарской республики отмечены в каждом из выделенных карстовых районов даже за период после 1900 г. Наиболее активные проявления карста в настоящее время наблюдаются в Икском карстовом участке. На этом участке, в местах, где карстующая толща залегает выше уровня современного базиса эрозии, почти ежегодно происходит образование провалов. В Салаушском районе известны

провальные озера, образовавшиеся в 1900 г., в Акташском карстовом участке глубокий провал образовался в 1939 г. В западной карстовой области образования провалов за последнее пятидесятилетие зафиксированы: в сел. Затеевка Алексеевского района — в 1895 г., в сел. Борискино Куйбышевского района провал произошел примерно в 1906 г., в Казани на ул. Кирова — примерно в 1904 г., в районе Энгельгардтовской обсерватории — в 1922 г., в Казани на ул. Дегтярной — в 1924 г., в Казани на ул. Свердлова — в 1925 г., в районе Обсерватории и Киндери — в 1931 г., у Ярмарочного кольца близ лесопильного завода г. Казани — в 1936 г., на пойме устья р. Камы — примерно в 1938 г., в сел. Девликеево Столбищенского района — в 1947 г., в сел. Белкино того же района — в 1948 г., в сел. Куланга Кайбицкого района — в 1947 г., и, наконец, в г. Казани по ул. Островского — в 1949 г.

Однако следует указать, что степень проявления современных карстовых явлений, по сравнению с древними, значительно меньше. В зафиксированных за последнее пятидесятилетие случаях провалы по диаметру не превышают 15—25 м. В то же время во всех карстовых районах имеются древние провалы, по диаметру превышающие в несколько раз (иногда до 10) современные провалы.

Нашими исследованиями установлено, что современные, наиболее свежие формы провалов приурочены только к районам развития более древних карстовых провалов. Следовательно, можно считать, что на территории республики всюду, где имеются условия для образования в настоящее время карста, они уже отражены на поверхности.

С точки зрения народнохозяйственного освоения территории Татарии, наиболее важно установление общих закономерностей проявления активных форм экзогеодинамических явлений. Мероприятия, связанные с увеличением и улучшением пахотных площадей, выбор площадок под строительство промышленных и гражданских сооружений, строительство гидроэлектростанций, прудов и прочих водоемов, дорог, мостовых переходов, вопросы переработки берегов, судоходства и т. д. должны быть разрешены с учетом характера проявления и возможных изменений экзогеодинамических процессов в связи с проводимыми мероприятиями.

Народы нашего социалистического государства сейчас не только научились рационально использовать площади, подверженные активным формам проявления экзогеодинамических процессов, но уже приступили к направленному изменению и устранению вредных последствий, связанных с развитием экзогеодинамических процессов.

Наиболее важным вопросом в настоящее время является разработка методов борьбы с экзогеодинамическими процессами в районах создаваемых крупных водохранилищ. Значительная часть территории Татарской республики входит в зону влияния Куйбышевского водохранилища.

Создание Куйбышевского водохранилища коренным образом изменит ход развития экзогеодинамических процессов. Значительно усилятся процессы боковой эрозии, оползневые явления, на некоторых участках в первоначальной стадии формирования водохранилища произойдет возобновление активности карстово-суффозионных процессов развития в долине Волги.

Дальнейшим этапом исследования экзогеодинамических явлений в пределах Татарской АССР является изучение экзогеодинамических явлений в связи с созданием Куйбышевского водохранилища и разработка методов направленного изменения хода развития процессов в сторону, благоприятную для народного хозяйства.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильев Б. В. О некоторых закономерностях карстопроявлений в бассейне р. Ик (на юго-востоке Татарской АССР). Докл. АН СССР, 1949, т. LXV, № 4.
Дмитриев П. В. Об оползневых явлениях в пермских образованиях Волги и Камы. Разведка недр, 1935, № 12.
Каштанов С. Г. Описание оползней р. Камы. Землеведение, 1935, вып. 4.
Сементовский В. Н. Геоморфология. Сборник «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 2, ГОНТИ, 1939.
Ступишин А. В. К истории формирования левобережья Приказанского Поволжья (Волго-Мешинский водораздел). Изв. Всесоюзного геогр. об-ва, т. 80, вып. 3, 1948.
Хабидуллина Ф. С. Овражно-балочная расчлененность территории Татарской АССР. Изв. Геол. ин-та Казанск. филиала АН СССР, вып. 1, 1950.

Ю. В. СЕМЕНТОВСКИЙ

ПРИНЦИП ГОЛОВКИНСКОГО В ПРИМЕНЕНИИ К ТАТАРСКОМУ ЯРУСУ

1. В 1868 г. выдающийся русский геолог Н. А. Головкинский, работавший над проблемами фашиального анализа, впервые установил основы формирования осадочных толщ. Он показал зависимость распределения типов осадков от положения береговой линии и ее миграции. Он ввел понятия о стратиграфическом, хронологическом, петрографическом и палеонтологическом горизонтах. По этому поводу он писал: «Вообще геологическим горизонтом мы называем направление, соединяющее такие части формации, которые аналогичны в одном из названных отношений» (Головкинский, 1868). Весьма важно отметить указание этого автора на то, что литологические границы находят свое выражение в пространстве не в виде резко очерченной линии, а в виде тонкого переслаивания пород смежных типов. Само это переслаивание зависит от небольших изменений, колебаний условий осадконакопления во всем их многообразии.

Для установления основных закономерностей Н. А. Головкинский рассматривает процесс осадконакопления в водном (морском) бассейне при постепенном изменении его уровня, влекущем за собою изменение положения береговой линии. При этом скорость колебательных движений, обуславливающих изменения уровня бассейна, принимается соизмеримой со скоростью накопления осадков при постоянстве питания бассейна терригенным материалом. В каждый данный момент наблюдается определенное расположение отлагающихся осадков относительно береговой линии: пески — глины — карбонатные осадки. В зависимости от характера колебательных движений образуются различные геологические тела (в примере, взятом автором, — геологическая чечевица).

Нетрудно заметить, что Н. А. Головкинский здесь рассмотрел элементарнейший пример взаимоотношения основных факторов осадконакопления: режима колебательных движений, характера питания терригенным материалом и скорости накопления осадков. Из числа этих факторов переменным принят лишь первый — ведущий, тектонический фактор, второй и третий факторы, фактически являющиеся в какой-то мере производными первого, приняты постоянными.

При рассмотрении основных зависимостей между указанными факторами Н. А. Головкинскому и удается установить важные закономерности. Это, прежде всего, понятие о «пласте» — петрографическом горизонте — как образовании разновозрастном в различных его частях. Отсюда вытекает и формулировка принципа Головкинского: «...общепринятое

правило, по которому пласты осадочных пород, последовательно налегающие друг на друга, считаются также последовательно, один за другим образовавшимися, должно быть сильно ограничено» (Головкинский, 1868, стр. 136).

Второй вывод, вытекающий из построений автора, представляет положение о несовпадении изохроничных линий, т. е. линий дна, с границами «пластов» — петрографических горизонтов, которые секутся первыми под острым углом. Это относится и к палеонтологическим горизонтам, которые, однако, могут не совпадать с петрографическими.

Таким образом, граница между «пластами» представляет наклонную линию, но это лишь при идеальном простом течении процесса (как мы установили, при одном переменном факторе). Признавая в дальнейшем изложении переменным также и второй фактор — характер питания бассейна — и рассматривая его как совокупность всех процессов приноса материала в бассейн и перераспределения его в пределах бассейна, Н. А. Головкинский (1868) устанавливает весьма важное для нас третье положение: «Под влиянием дождливых и сухих времен года... бурь и временных течений, береговые отложения постоянно изменяют площадь своего распространения, то вытягиваясь в открытое море, в область известняка, то отступая к берегу». В силу этого случайные положения соответствующих зон осадконакопления фиксируются в разрезах слоями определенного состава. Поэтому вместо наклонной линии — границы между двумя пластами — мы наблюдаем неравномерную, зубчатую линию, состоящую из отдельных слоев, прослоек, вклинивающихся одна в другую, что совершенно маскирует переход одного «пласта» в другой. Эти-то слои рассматриваются автором уже как вполне синхронные образования.

Для нас совершенно ясно, что изложенные выше рассуждения Н. А. Головкинского относительно поведения и свойств «пластов» должны быть отнесены не к слоям, а к петрографическим горизонтам. Или, иными словами, к литологическим комплексам. Следовательно, в качестве литологического комплекса мы должны рассматривать пространственно обособленную часть осадочной толщи, характеризующуюся в основном каким-либо одним типом пород или группой генетически близких пород, при подчиненном значении других типов.

Из принципа Н. А. Головкинского могут быть выведены следующие положения, характеризующие свойства литологического комплекса:

- 1) различные части комплекса являются разновозрастными;
- 2) границы комплекса не совпадают со стратиграфическими уровнями;
- 3) пространственное перемещение границ комплекса во времени происходит одновременно и однозначно в пределах всей области осадконакопления или определенной ее части;
- 4) границы комплекса не могут быть фиксированы в виде определенных, четко выраженных линий, а представляют собой зону вклинивания и переслаивания слоев различного состава.

Рассмотренные выше положения Н. А. Головкинского немногим позже были расширены А. А. Иностранцевым (1872): «...то, что мы видим... вертикально напластованным, должно являться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно». Вполне очевидно, что это определение ни в коей мере не противоречит формулировке принципа Н. А. Головкинского, а наоборот, дополняет ее, характеризуя лишь другую сторону явления. Это дополнительное определение также в наибольшей мере касается взаимоотношений литологических комплексов: Вероятно, оно может быть применено и при рассмотрении соотношения в разрезах отдельных слоев, но проявится здесь далеко не столь отчетливо.

Только лишь 20 лет спустя эти положения были изложены И. Вальтером. Несмотря на это, они известны в геологической литературе под именем последнего. Вполне справедливы поэтому указания Г. И. Сократова (1948) о необходимости наименования рассматриваемых положений законом или принципом Головкинского — Иностранцева. Эти замечания устраняют историческую несправедливость по отношению к высказываниям выдающихся русских ученых и восстанавливают приоритет представителей отечественной науки и в этом важном вопросе.

II. Свои построения Н. А. Головкинский базировал на фактическом материале, полученном при изучении «пермского известняка», т. е. казанского яруса Камско-Волжского края. Мы попытаемся здесь применить их к анализу отложений татарского яруса той же территории.

Складывавшиеся десятилетиями в умах геологов представления о татарском ярусе как «геологическом хамелеоне», об отсутствии в его строении руководящих закономерностей, невозможности проведения точного геологического картирования в районах его развития — были отвергнуты немедленно после того, как, перестав быть объектом созерцания «...многочисленной перемежаемости разнообразных яркоокрашенных глин и мергелей...» (Нечаев, 1894), татарский ярус стал служить практике. Уже первыми работами в Казанском Закамье была установлена полная возможность использования отложений яруса для проведения структурного картирования. В последующем подобные работы развернулись по всей территории Волго-Камского края.

В качестве основных положений, принимаемых при проведении всех работ по структурному картированию по пестроцветным отложениям татарского яруса, служит принцип выделения литологических комплексов, плачек и опорных стратиграфических горизонтов, которые и прослеживаются в пределах района работ. Этот принцип оказался весьма плодотворным, и его применение позволило в трудных геологических условиях покрыть структурно-геологической съемкой обширные площади. Однако, при увязке в последующем стратиграфических схем отдельных районов, часто наблюдалось некоторое несовпадение этих схем. Последнему обстоятельству обычно не придается большого значения, так как молчаливо признается, что границы выделяемых в процессе картирования литологических комплексов, которые фигурируют большей частью в категории свит, остаются стратиграфически постоянными. Между тем, исходя из второго вывода, вытекающего из принципа Н. А. Головкинского (о несовпадении петрографических и стратиграфических горизонтов), можно утверждать, что если в пределах отдельных небольших районов указанное несовпадение практически не будет иметь значения, то для обширной территории мы неизбежно должны будем считать с фактом такого несовпадения. Объективно это обстоятельство и находит свое выражение в несовпадении стратиграфических схем по работам отдельных геологов или обобщенных стратиграфических схем для достаточно крупных территорий.

Следовательно, попытки применения принципа прослеживания литологических комплексов в том виде, в каком он применяется для небольших районов, также и при увязке стратиграфических схем в пределах обширных регионов, по изложенным соображениям обречены на неудачу или, в лучшем случае, могут дать лишь проблематическую корреляцию. Также не всегда достоверно и прослеживание опорных горизонтов на большие расстояния вследствие значительного изменения их морфологии.

Дальнейшая разработка положений, вытекающих из принципа Н. А. Головкинского, позволяет найти правильный путь в разрешении этого вопроса. Здесь особенно важно подчеркнуть третье свойство лито-

логического комплекса — одновременность и однозначность перемещения его границ. Это свойство в особенности четко подчеркивает существование руководящих закономерностей, управляющих процессом осадконакопления в водном бассейне (обобщая, следует сказать: в любой области осадконакопления).

Перемещения границ литологических комплексов определяются изменением всей совокупности условий осадконакопления, руководящим же началом в этом процессе являются колебательные движения типа эпейрогенических. Они определяют и общее направление развития процесса осадконакопления, и многие его детали, в том числе, в известной мере, морфологию и конфигурацию зоны переслаивания и выклинивания пород, которая соответствует границе литологических комплексов.

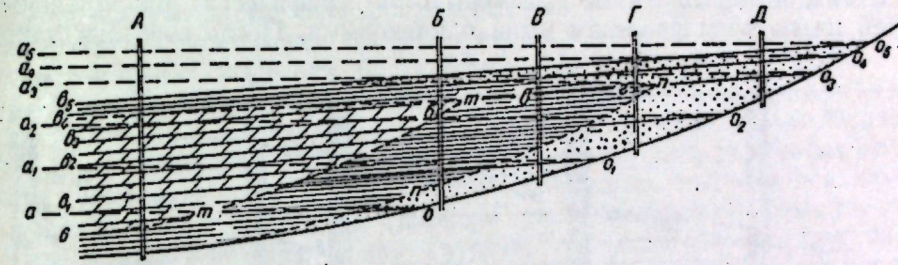


Рис. 1. Идеальная схема миграции фации по Н. А. Головкинскому
а — о — последовательные уровни бассейна; в — о — поверхность осадков при данном уровне (синхроничные линии); м — n, п — n — литологические границы; А — Д — линии разрезов

На рис. 1, представляющем собою лишь несколько измененный чертеж из работы Н. А. Головкинского (1868, фиг. 24), иллюстрируется этот принцип в общих чертах. Для разрезов В и Г синхроничность точек б и г соответственно не вызывает сомнения и определяется выклиниванием отложений фации, более удаленной от береговой линии, в отложения фации, более близкой к ней. Точная синхронизация будет затруднена для разрезов типа А и В в силу большой мощности однородного осадка соответствующей фации, а для разрезов типа Д к этому обстоятельству присоединяются и явления размыва.

Схему, разобранныю в работе А. Н. Гейслер (1950), следует рассматривать как развитие того же положения о свойствах именно литологического комплекса, а не отдельных слоев. Собственно же слой в рассматриваемом нами плане является образованием синхроничным.

Представленная здесь схема, с одной стороны, значительно осложняется наличием зоны переслаивания, разделяющей литологические комплексы (четвертое свойство комплекса), но, с другой стороны, это обстоятельство, будучи обусловленным в немалой мере теми же тектоническими колебательными движениями, и будет способствовать применению намеченного метода корреляции.

Этот большой вопрос подлежит рассмотрению в специальной работе, здесь же мы ограничимся лишь изложением фактического материала, подтверждающего разобранные положения.

III. В свете высказанных выше положений нами произведена работа и обобщение имеющегося в нашем распоряжении материала по татарскому ярусу, представляющего собою ряд опорных разрезов яруса, которые описаны с наибольшей тщательностью. Эти разрезы, расположенные в общем направлении с западо-северо-запада на востоко-юго-восток, следующие: г. Чебоксары (Чувашской АССР), сел. Кюрочкино (Козловский район Чувашской АССР), сел. Монастырское (Тетюшский район Татарской АССР), сел. Аксубаево (Аксубаевский район Татарской

АССР), сел. Черемшан (Первомайский район Татарской АССР), сел. Фоминовка (Бавлинский район Татарской АССР). Наряду с материалами автора, использованы для района Чебоксар материалы В. Н. Логиновой (сел. Ново-Ларионово), а для Аксубаева — К. А. Богородской.

Ранее нами было уже показано наличие закономерного изменения мощностей стратиграфических единиц татарского яруса. Поэтому при построении профиля по действительным мощностям разрезов, синхроничные горизонты будут изображаться, как правило, в виде кривых, непараллельных линий. Во избежание этого построение профиля по указанному материалу произведено нами несколько своеобразным путем — не по линейному, а по временному, стратиграфическому масштабу.

Для достижения такого построения колонки опорных разрезов уменьшены так, чтобы линейные размеры стратиграфически параллельных частей их по всем разрезам были одинаковыми. После сведения таких

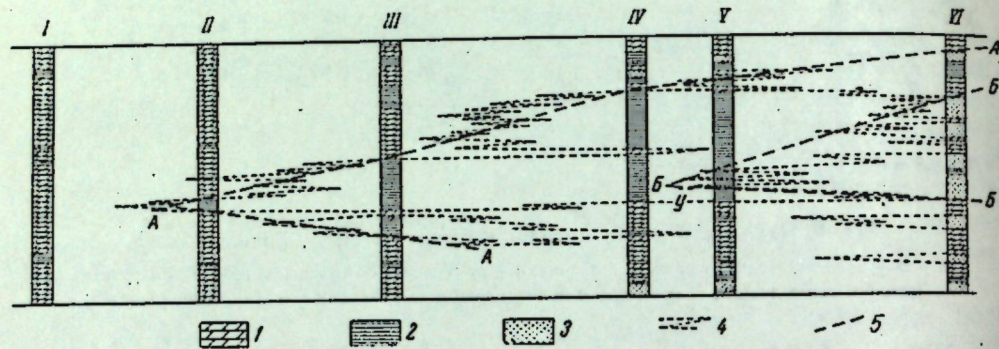


Рис. 2. Литолого-стратиграфический профиль нижнетатарского подъяруса территории Волго-Камского края в общем направлении с востоко-северо-запада на западо-юго-восток. Расстояние между крайними точками — 460 км

I — Ново-Ларионово; II — Курочкино; III — Монастырское; IV — Аксубаево; V — Черемшан; VI — Фоминовка

1 — породы карбонатно-глинистой зоны; 2 — породы глинисто-алевритовой зоны; 3 — породы песчаной зоны осадконакопления; 4 — границы между зонами (схематично); 5 — примерное положение границ литологических комплексов; А — А — между карбонатно-глинистыми и глинисто-алевритовыми; Б — Б — между глинисто-алевритовыми и песчаными; У — положение кровли горизонта уржумских памятников

колонок в общий профиль стратиграфические границы («хронологические горизонты») будут изображаться горизонтальными, параллельными линиями. Следовательно, по вертикальной оси профиля будет выдерживаться стратиграфический масштаб, линейный же масштаб колонок различен не только для разных разрезов, но и для разных стратиграфических единиц в одном разрезе. Иными словами, этот профиль представляет собою график, абсциссой которого являются горизонтальные расстояния, ординатой — геологическое время (рис. 2).

При уменьшении колонок для составления профиля допущено весьма большое обобщение, схематизация разрезов. Это обобщение произведено в двух направлениях: во-первых, путем неизбежного при уменьшении масштаба исключения тех слоев, которые по своей мощности не могут быть выражены в принятом масштабе графика и применяемых для него штриховых обозначениях; во-вторых, объединением слоев по генетическому признаку. В целях упрощения мы ограничиваемся выделением трех фациальных зон: 1) карбонатно-глинистых осадков, начиная с чисто карбонатных пород — известняков и доломитов и кончая глинами карбонатными (зона карбонатно-глинистых илов); 2) глинисто-алевритовых осадков — от глин бескарбонатных до алевритов глинистых; 3) песчаных осадков — песчаников. Гипсы, встречающиеся в основании монастырского разреза, отнесены к зоне карбонатно-глинистых осадков.

Ввиду того что полностью по всем разрезам представлены лишь отложения нижней части татарского яруса, рассматриваемый материал ограничен этим объемом. Верхняя граница нашего графика соответствует кровле нижнетатарского подъяруса, всюду отбивающейся вполне отчетливо. В качестве нижней границы графика взята кровля серии «подлужник» верхнеказанского подъяруса.

Закономерное изменение литологического состава разрезов в пределах нашего профиля (протяженностью около 460 км) настолько отчетливо, что едва ли требует детального рассмотрения. В направлении с запада на восток происходит постепенная смена абсолютно преобладающих в разрезах карбонатно-глинистых отложений глинисто-алевритовыми, а последние, в свою очередь, уступают место песчаным. Показанное ранее на основе анализа распределения «модулей литологического состава» (Сементовский, 1949) влияние восточной питающей провинции выступает здесь еще более ясно.

Замещение карбонатно-глинистых отложений начинается в районе сел. Курочкино со средней части разреза. В разрезе у сел. Монастырское мы наблюдаем в этой части уже мощную толщу глинистых отложений. Восточнее кровля этой толщи значительно поднимается, приближаясь к кровле подъяруса. Подошва рассматриваемой алевритоглинистой толщи наиболее низко спускается в разрезе у селения Монастырское, далее к востоку она несколько поднимается, внизу же появляется хорошо выдержанная карбонатно-глинистая толща с тонкоплитчатыми известняками и доломитами в верхней части (уржумские плитняки) и кремнистыми выделениями ниже их. На востоке эта толща, так же как и вышележащая алевритоглинистая, расклинивается песчаными пластами.

На описанном профиле можно достаточно точно выделить литологические комплексы — по преобладающему развитию соответствующих пород — и наметить их границы (разумеется весьма схематично) в соответствии с четвертым свойством литологического комплекса. На рис. 2 эти границы показаны точечными линиями. Одновременно с этим, пунктирными линиями на графике намечено положение зоны переслаивания, которая соответствует границе «пластов» схемы Н. А. Головкинского.

Сравнивая наш график со схемой Н. А. Головкинского (рис. 1), обнаруживаем их большое сходство. Верхняя часть графика, изображающая разрез несколько выше кровли горизонта уржумских плитняков, представляет собою весьма близкую аналогию нижней части схемы в пределах линий А — В и соответствует трансгрессивной фазе развития. Нижняя часть графика (в левой части) соответствует регрессивной фазе и аналогична верхней части схемы Н. А. Головкинского.

Вышеизложенное является достаточно полным подтверждением тех общих закономерностей, которые лежат в основе принципа Н. А. Головкинского и прежде всего подтверждением второго вывода из этого принципа о несовпадении границ «пластов» (литологических комплексов) с изохроничными линиями (стратиграфическими уровнями).

IV. Из всего изложенного вытекает весьма важное следствие о неизбежном несовпадении локальных, местных стратиграфических схем при сведении их в общую стратиграфическую шкалу. Так, например, II свита татарского яруса на территории Закамья и южной части Казанского Поволжья выделяется и ограничивается от I свиты относительным преобладанием карбонатных пород. В Закамье (селения Аксубаево, Черемшан) колебания стратиграфического положения этой границы сравнительно невелики, но при переходе в Поволжье она значительно понижается (сел. Монастырское). По направлению к сел. Курочкино, следуя тому же принципу, мы должны были бы еще более понизить эту

границу. Лишь вследствие того, что в северной части Казанского Поволжья в основу расчленения положен уже другой принцип — состав карбонатного материала, а не его количество, положение указанной границы свит остается здесь примерно на том же стратиграфическом уровне, что и в районе сел. Монастырское.

Не во всех случаях границы литологических комплексов испытывают столь сильную миграцию. Последняя наиболее отчетливо наблюдается при относительно медленном погружении области осадконакопления (трансгрессивная фаза). В случае же сравнительно быстрых поднятий (регрессивная фаза) наклон границ литологических комплексов значительно уменьшается, асимптотически приближаясь к границам стратиграфическим. Практически в эти фазы мы наблюдаем большое постоянство границ. Таково положение кровли горизонта уржумских плитняков на территории Закамья. Имевшие место в это время движения оставили свои следы также и в Поволжье (селения Монастырское, Курочкино). Еще более широко распространенным движениям соответствует кровля нижнетатарского подъяруса (верхняя граница нашего графика), вполне отчетливо отбивающаяся на обширной территории Волго-Камского края. Это не означает, однако, что положение указанных границ строго постоянно. Надо полагать, что они испытывают те или иные колебания, но обнаружить их, при применяемой нами методике, мы пока не в состоянии.

Рассмотренные положения обязывают нас подходить осмотрительно к решению вопроса о соотношении частных стратиграфических схем также и в тех случаях, когда эти схемы основываются на палеонтологических признаках. Влияние фациальных условий на распространение и миграцию фауны было отмечено впервые также Н. А. Головкинским.

Исходя из четвертого свойства литологического комплекса, отмечающего наличие зоны переслаивания и определяющего характер отдельных прослоев как вполне синхроничных образований, мы можем правильно оценить и значимость для структурного картирования опорных горизонтов. Прослеживание по простиранию опорных горизонтов, выделенных в толще отложений, как известно, является основой структурного картирования. В качестве опорных горизонтов принимаются слои (пачки слоев), достаточно резко выделяющиеся в разрезе какими-либо свойствами (состав, текстура, цвет, реже структура, фауна). Эти свойства должны быть достаточно характерны для данного слоя (пачки), легко определяться непосредственно в обнажении и выдерживаться на значительном расстоянии.

Практика показала, что наиболее выдержаны слои карбонатных пород, которые и принимаются чаще всего в качестве опорных горизонтов. Это вполне закономерно определяется рассмотренными выше положениями, так как образование карбонатных пород соответствует максимальному распространению данного бассейна¹. Но это положение справедливо для осадочных толщ, слагающихся в основном терригенным материалом, при сравнительно малом участии существенно карбонатных пород. В разрезах же, слагающихся преимущественно карбонатными породами (на схеме — рис. 1 — это разрезы типа А, а на графике — рис. 2 — типа разрезов у сел. Курочкино), выделить карбонатные же опорные горизонты более трудно. Не случайно поэтому, именно в области Казанского Предволжья, в качестве опорных горизонтов в нижнетатарских отложениях нередко используются и некарбонатные породы.

¹ Нужно лишь иметь в виду, что имеются карбонатные отложения и мелководного происхождения. К числу таковых относятся, видимо, карбонатные породы средней части разреза у сел. Фоминовка.

Надежность опорных горизонтов, т. е. постоянство их стратиграфического положения, следовательно, определяется закономерностями, лежащими в основе четвертого свойства литологического комплекса. Несколькими иначе обстоит дело с надежностью, выдержанностью морфологических свойств опорных горизонтов. Наиболее обычные текстуры карбонатных пород, определяющие в основном их морфологию, — плотная, пористая, кавернозная и массивная, слоистая, листоватая, — могут наблюдаться в ограниченном числе соотношений, образуя определенные морфологические комплексы. Вполне естественно, что эти морфологические комплексы могут повторяться в разрезе на различных стратиграфических уровнях, поскольку имеющиеся в них различия не будут улавливаться макроскопическим полевым описанием. С другой стороны, неизбежны изменения морфологии и отдельных опорных горизонтов при прослеживании по простиранию.

Если учесть к тому же изменчивость структурных признаков опорных горизонтов, что в значительной мере зависит от диагенетических процессов, влияние явлений выветривания и других вторичных процессов, то сказанное достаточно ясно определит необходимость большой осмотрительности при работе с опорными горизонтами.

Рассмотрение положений Н. А. Головкинского на конкретном фактическом материале позволило убедиться в полной их жизненности. В силу этого позволим себе резюмировать основные положения настоящей статьи в виде следующих выводов:

1. Принцип Головкинского и вытекающие из него выводы находят себе практическое подтверждение при анализе осадочных толщ.
2. Принцип Головкинского в его развернутом виде, безусловно, заслуживает неизмеримо более широкого распространения, нежели это имеет место сейчас в специальной, учебной и методических литературе.
3. Введение понятия о литологических комплексах способствует увязке стратиграфических единиц локальных, местных стратиграфических схем.
4. Границы свит, выделяемых в пределах ярусов по литологическому составу, не являются стратиграфически постоянными. В немалой мере это относится и к подразделениям на основе палеонтологических признаков.
5. Опорные горизонты, выделяемые при структурном картировании, являются синхроничными образованиями. При этом необходимо считаться с явлениями морфологической изменчивости их и повторяемости морфологических свойств по разрезу.

ЛИТЕРАТУРА

- Гейслер А. Н. Синхроничные горизонты в циклических осадочных толщах. Литологический сборник ВНИГРИ, III, 1950.
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. Материалы по геологии России, т. I, 1868.
- Иностранцев А. А. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. Отчет СПб. об-ва естествоисп., 1872.
- Нечаев А. В. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России. Тр. Об-ва естествоисп. при Казанском ун-те, т. 37, вып. 4, 1894.
- Семейтовский Ю. В. Литологический анализ отложений татарского яруса центральной части Волжско-Камского края. Докл. АН СССР, 1949, т. LXV, № 1.
- Сократов Г. И. К истории так называемого закона Вальтера о формировании слоистой структуры осадочных пород. Докл. АН СССР, 1948, т. LXII, № 4.

Г. П. БАТАНОВА

О ФАЦИЯХ НИЖНЕКАЗАНСКОГО БАСЕЙНА В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОРЬКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

В южной части Горьковской области, по рр. Пьяне, Теше, Сереже и Оке, широко развиты органогеновые и оолитовые доломиты нижнеказанского возраста, соответствующие, по ранее принятой схеме М. С. Швецова (1931), арзамасской и святоозерской свитам.

В 1945 г. при исследовании органогеновых известняков арзамасской свиты по р. Пьяне и прослеживании их далее на север к оз. Святому и на юг к р. Леметь, проведенном под руководством Е. И. Тихвинской, было выявлено, что органогеновые известняки арзамасской свиты в этих направлениях замещаются оолитовыми доломитами святоозерской свиты и по возрасту являются им синхроничными. Результаты этих исследований были изложены мною в кандидатской диссертации в 1947 г. К этому же выводу пришел и А. А. Бакиров (1949) при изучении стратиграфии пермских отложений центральных областей Русской платформы. Кроме того, в основном, было установлено, что среди органогеновых и оолитовых доломитов по преобладанию тех или иных форм организмов различаются мшанково-брахиоподовые, брахиоподовые, пелециподовые и гастроподовые разновидности. Все упомянутые сообщества организмов относятся к бентосу. Быстрая смена их на таком сравнительно коротком расстоянии (см. схему), по видимому, была связана с изменением условий среды обитания: рельефа морского дна, течений, состава донных осадков, быстро сменяющихся в области литоральной зоны мелкого моря, и, возможно, температуры.

Разнообразие жизненных условий организмов дополнялось фактором наличия группы островов, оставшихся от размыва нижнепермских и каменноугольных отложений и поднимающихся над уровнем моря в сравнительно недалеком расстоянии от береговой линии.

Органогеновые, преимущественно известковистые, доломиты арзамасской свиты имеют светлосерый или желтоватый цвет. Состоят они из скопления раковин и их обломков. По разнообразию форм органогеновые доломиты арзамасской свиты уже давно привлекали внимание исследователей. Так, например, еще В. А. Амалицкий (1892) отмечал, что известковая толща морского происхождения казанского яруса по разнообразию форм «только в Нижегородской губернии представлена столь значительным эквивалентом». Наиболее разнообразны в них спириферы. Среди них определены следующие формы: *Spirifer rugulatus* Kut., *Sp. schrenki* Keys., *Sp. acutiapicalis* Netsch., *Sp. latiareatus* Netsch., *Sp. lahusei* Netsch., *Sp. curvirostris* Vern., *Sp. aff. stuckenbergi* Netsch., *Sp. cf. blasi* Vern.

По количеству же форм преобладают пелециподы, а именно: *Pseudomonolis garforthensis* King., *Netschajewia*, *Pseudobakewellia*. Кроме того, значительную долю среди органических остатков составляют гастроподы (роды *Pleurothomaria*, *Worthenia*, *Murchisonia*, *Loxonema*, *Lepetopsis*, *Turbo*, *Stroparollus*), мшанки, кораллы, криноиды, синезеленые водоросли и корненожки (*Nodosaria*). При этом следует отметить, что только *Pseudomonolis garforthensis* King. достигают значительных размеров (до 8 см). Остальные же формы представлены экземплярами мелких и средних размеров.

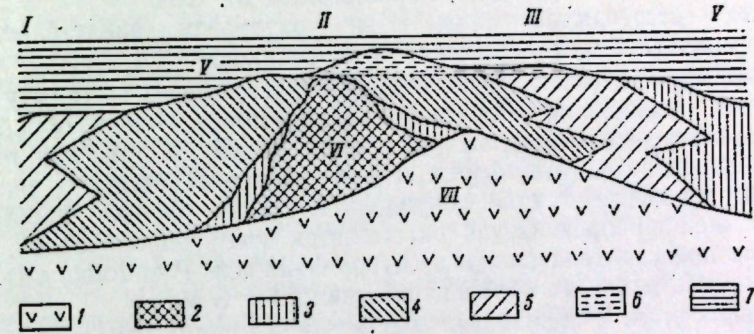


Рис. 1. Схема строения нижнеказанских отложений в южной части Горьковской области

I — р. Леметь; II — Пьяна; III — оз. Святое; IV — сел. Жайск; V — P_2^{lat} ; VI — $P_2^{kaz_1}$; VII — P_1
 I — нижнепермские образования (P_1); 2 — мшанково-брахиоподовые рифовые доломиты арзамасской свиты ($P_2^{kaz_1}$); 3 — шламмо-органогенные доломиты арзамасской свиты ($P_2^{kaz_1}$); 4 — брахиоподовые доломиты арзамасской свиты ($P_2^{kaz_1}$); 5 — оолитовые доломиты арзамасской свиты ($P_2^{kaz_1}$); 6 — балахонская свита ($P_2^{kaz_1}$); 7 — татарские образования (P_2^{lat})

При переходе от более глубоких частей казанского бассейна к его побережью (примерно по линии селений Каменищи — Жайск и далее к г. Мурому) прослеживается замещение мшанково-брахиоподовых доломитов брахиоподовыми, которые, в свою очередь, переходят в доломиты гастроподовые и пелециподовые. Мшанково-брахиоподовые доломиты являются рифовыми образованиями. Это свидетельствует о теплом море и нормальном газовом режиме вод в этой части бассейна.

Рифовые отложения в виде дугообразной полосы прослеживаются от сел. Каменищи до сел. Балахна на р. Пьяне. Они представляют собой тип барьерного берегового рифа. Остов рифа сложен известковистыми доломитами, часто окремнелыми, монолитными с раковинами, замещенными пелатоморфным доломитом.

Преобладающими организмами в рифовых образованиях являются брахиоподы, из которых чаще встречаются роды *Spirifer*, *Strophalosia*, *Dielasma*, *Productus*, *Spiriferina* и мшанки *Fenestella*, *Polypora*, *Geinitzella*. Раковины брахиопод расположены беспорядочно. Они переплетаются мшанками, образующими ветвистые и воронкообразные колонии. Кроме того, в комплекс фауны, слагающей рифы, входят (правда, в сравнительно небольшом соотношении) пелециподы, гастроподы, кораллы, криноиды и т. д.

Показателен в этом отношении разрез рифовых образований по карьерам у сел. Каменищи. Здесь в основании вскрытого разреза казанских образований залегает серый мшанково-брахиоподовый известковый доломит, слагающий остов рифа. Состоит он из скопления раковин брахиопод — *Athyris pectinifera* Sow., *Dielasma elongatum* Schl., *Spirifer*

curvirostris Vern., *Sp. schrencki* Keys., *Sp. cf. latiareatus* Netsch., *Strophalosia horrescens* Vern., *St. fragilis* Netsch.; пелеципод — *Netschajewia tschernyschewi* Lich., *Pseudomonotis garforthensis* King., *Pseudobakewellia antiquaeformis* Noin. и др.; гастропод — *Lepetopsis golowkinskyi* Netsch., *Loxonema (Meekospira?) volgensis* Golowk., *Murchisonia subangulata* Vern., *Worthenia burtasorum* Gold.; кораллов — *Polycoelia profunda* Germ., *P. baytugensis* Sosh.; мшанок (определения М. И. Шульга-Нестеренко) — *Polypora quadrocellata* Schulga-Nester., *Rhombopora cf. orientalis* Bassl., *Geinitzella columnaris* Schl., *Fenestella wjatzensis* Netsch., *F. retiformis* Schl., *Polipora biarmika* Keys., *P. dendroides* M. Goy.

Часто встречаются синезеленые водоросли, свидетельствующие о небольших глубинах отложения этих осадков.

В обнажениях полоса рифов прослеживается через выходы у селений Каменищи, Анненково, Наумово, Балахна по р. Пьяне, образуя дугу восточно-северо-восточного направления. Следуя по простиранию рифа, можно проследить, что фауна в нем распределяется не однотипно. Местами в разрезе трудно определить, какие формы преобладают, местами же, наоборот, фауна оказывается очень однообразной, в частности она представлена банками *Strophalosia* или *Pseudomonotis*. Вскрытая мощность рифовых образований достигает 5 м.

Граница рифа с лежащими выше отложениями неровная. Разница в высотных отметках колеблется в пределах 2—3 м. Белый слабый доломит лежащего выше слоя налегает на рифовые образования с резким несогласием, заполняя углубления и мелкие пустоты между раковинами на поверхности рифа. Сходные мшанково-брахиоподовые рифы встречены в обнажениях вблизи селений Убежицы и Ивановское (по р. Теше).

Здесь по склонам рифа мшанково-брахиоподовые доломиты переслаиваются с шламмово-органогеновыми доломитами, иногда переполненными члениками криноидей. По направлению же от полосы рифов к береговой линии (т. е. на запад к Окско-Цининскому валу и на юг к Алатырскому поднятию) наблюдается следующая закономерная смена отложений.

Прежде всего в непосредственной близости к рифовым образованиям, с налеганием на них, развиты брахиоподовые доломиты, в которых преобладающими формами являются брахиоподы — *Spirifer*, *Productus*, *Dielasma*, *Athyris*, *Strophalosia* (селения Каменищи, Ичалки, Суродеево, Убежицы). Местами наряду с брахиоподами встречается большое количество пелеципод — *Pseudomonotis garforthensis* King., *Netschajewia pallasi* Vern. При этом раковины *Ps. garforthensis* King. и *N. pallasi* Vern. ориентированы беспорядочно, образуя банки, резко выступающие в обнажениях в виде монолитного ракушняка. Это свидетельствует о спокойном накоплении осадка, при котором раковины могли прикрепляться одна к другой биссусом, образуя банки. Местами же отдельные створки раковин *Ps. garforthensis* King. располагаются одна над другой выпуклой стороной вверх (наиболее устойчивое положение раковины в полосе подвижной воды). Это свидетельствует о беспокойной среде в период отложения осадка (течения, волнения и т. д.). Указанные породы в виде однородных массивных толщ достигают 7—8 м мощности. Они были прослежены у селений Анненково, Наумово и Красная Горка.

Далее к северо-западу (оз. Святое), западу (сел. Леметь) и юго-западу (сел. Федоровка) от области развития брахиоподовых доломитов следует полоса развития преимущественно оолитовых доломитов. Они окрашены в серый, светлосерый и желтоватый цвета, неяснослоистые, с своеобразным комплексом фауны. В них отмечается массовое скопление пелеципод. Среди них особенно часто встречаются *Procrassatella plana* Golowk, прослойками буквально переполняющие породу; *Pseudoba-*

kewellia antiquaeformis Noin., *Parallelodon kingianum* Vern., *Netschajewia pallasi* Vern., *Modiolodon elongatum* Netsch.

В большом количестве здесь присутствуют также проблематические водоросли *Palaeoficus* и неизвестные трубчатые водоросли округлой формы. Часто встречаются в оолитовых доломитах и гастроподы, преимущественно роды *Murchisonia*, *Pleurotomaria*, *Loxonema*, *Turbo*, образующие местами гастроподовые оолитовые доломиты (д. Болотниково).

Наконец, в зоне прилива (селения Жайск, Филинское и др.) оолитовые доломиты замещаются шламмово-органогеновыми доломитами. В них обособляются обломки раковин *Netschajewia*, *Pseudobakewellia*, гастропод и хорошо окатанные гальки пелитоморфных доломитов. Большое количество раковин, скопившихся в полосе побережья, давало первоначальный материал для образования в последующем доломитов, а наличие таких факторов, как течения и приливы, вело к образованию шламма из органических остатков.

Приведенный анализ смены фаций указывает на изменчивость физико-географической обстановки в нижнеказанском бассейне на юге Горьковской области в период отложения органогеновых, оолитовых и шламмово-органогеновых доломитов.

Правильное стратиграфическое расчленение таких отложений, при резко отличной характеристике разновозрастных пород, может быть дано лишь при выявлении зависимости палеоценозов от изменения характера осадка, а следовательно, и изменения физико-географической обстановки бассейна в пространстве и времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Амалицкий В. А. Материалы к познанию фауны пермской системы России. Изв. Варшав. ун-та, № 8—9, 1892.
Бакиров А. А. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений центральных областей Русской платформы. Тр. Моск. филиала ВНИГРИ, вып. 1, 1949.
Швецов М. С. Новая схема строения пермских отложений юга бывш. Нижегородской губернии. БМОИП, отдел геол., т. 9, вып. 1, 1949, № 1—2, 1931.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| Л. М. Миropольский, Л. Ф. Солонцов и Г. Л. Миropольская. К изучению минералов в нижефаменских отложениях на востоке Татарии и смежных районах Башкирии | 3 |
| Г. Л. Миropольская. Некоторые новые данные к изучению литологии бавлинской свиты у пос. Бавлы | 7 |
| И. А. Антропов. Об остатках <i>Sipressocrinus</i> (?) и их стратиграфическом значении в девоне Волго-Уральской нефтеносной области | 12 |
| <u>А. В. Миртова.</u> Кинельские отложения Куйбышевской области | 17 |
| В. И. Баранов. Новая ископаемая флора из железистых песчаников ергенин- ской свиты, найденная В. А. Николаевым | 27 |
| А. П. Блудоров. Краткая история формирования углей и горючих сланцев — в Татарии | 37 |
| А. П. Блудоров. Об углеобразующей зоне | 50 |
| Н. В. Кирсанов. Миоценовые глины в южной Башкирии | 59 |
| М. С. Кавеев, Б. В. Васильев, У. З. Галиев и Ф. С. Хабибуллина. Общие закономерности развития экзогеодинамических явлений на террито- рии Татарии | 76 |
| Ю. В. Сементовский. Принцип Головкинского в применении к татар- скому ярусу | 94 |
| Г. П. Батанова. О фациях нижеказанского бассейна в южной части Горьковской области | 102 |

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

Редактор издательства Г. А. Шаповалова
Технический редактор Т. А. Землякова

РИСО АН СССР № 5372. Т-09048.

Издат. № 485. Тип. заказ № 202.

Подп. к печ. 11/XII 1954 г. Формат бум. 70 × 108^{1/16}.

Бум. л. 3,375 + 1 вкл.

Печ. л. 9,25 + 1 вкл. Уч.-издат. 9,2 + 0,1 вкл. (9,3 уч.-издат.)

Тираж 1000. Цена по прейскуранту 1952 г. 6 р. 50 к.

3-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Савельевский пер., 13.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть |
|----------|-----------------------------------|---|---|
| 8 | 18 сл. | обогрен | обохрен |
| 9 | 27 сл. | (3—57) | (3—57%) |
| 11 | 22 св. | обладают | обладает |
| 19 | 25 св. | в р. Сызран | в р. Сызрань |
| 45 | 6 сл. 20 св. | консолидации | «консолидации» |
| | | части, в районе устья р. Иж | части в районе устья р. Иж. |
| 63 | 21 сл. | коллоидных | тонкодисперсных |
| 64 | 8—9 св. | | |
| 70 | 2 сл. | | |
| 74 | 6 св. | | |
| 64 | 3 св. | коллоидных фракций коллоидной коллоидная | фракций тонкодисперсной тонкодисперсная |
| 67 | 4 св. | | |
| | 6 сл. | | |
| 70 | Табл. 8 8-я гр. 12 и 13 сл. | — | — |
| 82 | 22 св. | своем процессом выраженные аккумуляции | всем процессам выражены аккумуляция |
| 84 | 23 св. | | |
| 85 | 28 св. 5—4 сл. | | |

Известия Казанского филиала. серии геологич., вып. 2.

Зак. 202