

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ИЗВЕСТИЯ КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

5



ТАТКНИГОИЗДАТ
КАЗАНЬ 1956

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАЗАНСКИЙ ФИЛИАЛ

ИЗВЕСТИЯ КАЗАНСКОГО ФИЛИАЛА АКАДЕМИИ НАУК СССР

Серия геологических наук

№ 5



ТАТКНИГОИЗДАТ

Редакция научно-технической литературы

Казань

1956

Главный редактор
академик А. Е. АРБУЗОВ

Ответственный редактор
проф. Л. М. МИРОПОЛЬСКИЙ

П 14316
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. Н. Киргизской ССР

Г. П. БАТАНОВА

ЛИНГУЛИДЫ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

До настоящего времени фауна лингулид из девонских отложений центральной части Волго-Уральской области была изучена очень мало, хотя представители этой группы организмов встречаются здесь довольно часто.

Изучение лингулид имеет большое значение для расчленения терригенных прибрежно-морских толщ девона, где раковины лингулид преобладают над другими органическими остатками, и пород «доманикового облика», которые неоднократно прослеживаются по разрезу и содержат своеобразный комплекс форм — лингулид, пелеципод и птеропод.

В настоящей работе мною использованы, в основном, личные сборы лингулид из различных горизонтов живетского и франского ярусов девонских отложений Татарии и прилегающих районов Башкирии, Удмуртии и Куйбышевской области. Всего изучено около 200 образцов, содержащих лингулиды. Часть раковин лингулид при этом была расшлифована, в результате чего было выявлено, что значительное количество из них имеет пористое строение, характерное для рода *Linguliroga*. Поэтому, на основании изучения строения раковины, значительная часть видов лингулид (среди них несколько видов лингул, описанных ранее другими авторами) были отнесены к роду *Linguliroga*. Лингулиды, у которых не было обнаружено пористого строения раковины, и те, для которых пока не удалось изучить строения раковины, нами отнесены к роду *Lingula*.

Изучение строения раковин лингулид позволило не только выделить среди них представителей рода *Linguliroga*, до сих пор неизвестных среди брахиопод девона Татарии, но и дало возможность выделить для этого рода ряд видов, для которых диаметр пор и расстояние между порами, в совокупности с формой раковины и скульптурой, явились основными признаками различия.

Проследивая распространение различных видов лингулид по разрезу, мы выявили, что они безусловно имеют определенное стратиграфическое значение.

Все это позволяет нам надеяться, что приводимый материал окажется полезным при разработке детальной стратиграфии девонских отложений центральной части Волго-Уральской области. Приведенные же в конце работы данные по палеоэкологии лингулид могут быть использованы для палеогеографических выводов.

В кратком литературном обзоре я отмечу лишь те работы, которые служили литературными источниками при обработке фауны девонских лингулид центральной части Волго-Уральской области.

Из работ отечественных палеонтологов следует отметить следующие.

В 1886 г. П. Н. Венюков [2] в работе, посвященной описанию девонской фауны северо-западной и центральной частей России, дает фотографии и краткие описания двух видов лингул — *Lingula bicarinata* Kut. и *Lingula cf. cornea* Sow. из среднедевонских образований. Позднее, во второй работе „Фауна девонских отложений Свинорда“ [3] им дается описание еще двух новых франских видов лингул — *Lingula loewinsoni* Wen. и *Lingula amalitskii* Wen.

В 1887 г. Ф. Н. Чернышев [12], характеризуя фауну среднего и верхнего девона западного склона Урала, отмечает 2 вида лингул из среднедевонских образований — *Lingula subparallela* Sand. и *Lingula squamiformis* Phill. (Davidson).

Д. В. Наливкин (1941, 1947) в монографии по брахиоподам Главного девонского поля и в атласе руководящих форм регистрирует несколько видов лингул, характерных для средне- и верхнедевонских образований.

В 1948 г. М. Ф. Микрюков, изучая фауну брахиопод продуктивной толщи девона западной Башкирии, выделяет новые виды лингул — *Lingula caetra* Mikr. nom. nsc. для нарышевского горизонта и *Lingula miciformis* Mikr. nom. nsc. для ардатовского горизонта. Кроме того, им выделяется разновидность *Lingula caetra* var. *punctifera* Mikr. nom. nsc., для которой, как указывает М. Ф. Микрюков, характерно пористое строение раковины, и на основании этого он делает предположение о возможности отнесения этой формы к роду *Lingulipora*. В 1950 г. М. Ф. Микрюковым была описана *Lingulipora bavlensis* Mikr. nom. nsc. из верхнеживетских образований.

А. К. Крылова (1951), изучая брахиоподы девона Пензенской, Ульяновской и Сталинградской областей, описывает из верхнедевонских отложений *Lingula loewinsoni* Wen. и *Lingula subparallela* Sand.

Следует еще отметить, что в 1951 г. в решениях Всесоюзного совещания по выработке общей унифицированной схемы стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала указываются для Волго-Уральской области в комплексах характерных форм для различных биостратиграфических зон три вида лингул — *Lingula bicarinata* Kut. и *Lingula miciformis* Mikr. nom. nsc. для верхнеживетских образований и *Lingula subparallela* Sand. для пашийских, саргаевских и доманиковых слоев.

Из иностранной литературы использованы лишь старые монографии Шнура (1853), Холла (1861, 1867) и Кларка (1908).

Наибольшее число лингул в иностранных работах описано у Холла (I. Hall. *Palaeontology of New-Jork*, vol. III, IV). Из описанных Холлом лингул в девонских отложениях центральной части Волго-Уральской области были встречены *Lingula ligea* Hall, *Lingulipora melie* (Hall), *Lingula perlata* Hall, *Lingula spathata* Hall, *Lingula spatiosa* Hall.

Ниже нами приводится описание лингулид, встреченных в девонских отложениях Татарии и прилегающих районов соседних областей.

Семейство *Lingulidae*, 1840Род *Lingula* Brugiera, 1792

Диагноз. Рогово-известковистые, почти равносторчатые, удлиненно-четыреугольные, округлые или почти треугольные, тонкостенные, гладкие или концентрически струйчатые, иногда тонкорестристые раковины.

Генолектотип — *Lingula unguis* L. = *L. anatina* Lamarck, 1801. *Anim. sans vert.*, p. 141. Ордовик — ныне.

В девоне центральной части Волго-Уральской области лингулы довольно многочисленны и разнообразны. В породах верхнеживетского подъяруса была найдена *Lingula ivanovi* sp. nov. В верхней части пашийских образований встречена *Lingula spathata* Hall — овальная форма с притупленным лобным краем и *Lingula crispa* sp. nov. Для кыновской свиты характерны плоские округлые *Lingula orbicularis* sp. nov. В доманиковой и мендымской свитах встречаются единичные *Lingula perlata* Hall и *Lingula spatiosa* Hall. С кыновских по верхнефранские осадки прослеживается *Lingula ligea* Hall.

Lingula ivanovi sp. nov.

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Черемшан. Живетский ярус, верхнеживетский подъярус.

Диагноз. Крупная, рогово-известковистая, округленно-треугольных очертаний форма.

Описание. Раковина крупная, рогово-известковистая, округленно-треугольных очертаний, слабо выпуклая. Макушка тупая, закругленная, не выдающаяся за задний край. От притупленной макушки бока створки плавно расширяются и, закругляясь, сходятся в прямом лобном крае.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими, частыми линиями нарастания, которые сливаются на боках раковины.

Размеры. Длина раковины 10 мм, ширина раковины 9 мм. Отношение ширины к длине равно 0,9.

Внутреннее строение. На внутренней стороне спинной створки видны отпечатки сосудов; мышц-закрывателей и мышц, производящих боковые движения раковины.

Сравнение. Описываемая форма довольно резко отличается от всех известных форм лингул, что позволяет ее выделить в самостоятельный вид. От *Lingula amalitzkii* Wen. (Венюков П. Н. Девон Свинорда, стр. 4, табл. 1, фиг. 4) отличается более крупными размерами и отсутствием синуса. *Lingula spatiosa* Hall (Hall. I. *Palaeontology of New-Jork*, p. 158, pl. 9, fig. 10) отличается более острой макушкой и наличием радиальных ребрышек в средней части раковины.

Местонахождение. Черемшан, 1 спинная створка, верхнеживетский подъярус.

Lingula spathata Hall

Таблица 1, фиг. 1

1859. *Lingula spathata* Hall. *Palaeontology of New-Jork*. 3:157, pl. 9, fig. 7, 9, 11.

1908. *Lingula spathata* Clarke. *Early devonic History of New-Jork*. N. J. St. Mus. Mem. 9, page 214, pl. 47, fig. 1, 2.

Диагноз. Средних размеров, плоская, широкая, округленно-овальная раковина с притупленными макушкой и лобным краем.

Описание. Тонкие плоские овальные раковины с низкой, почти не выдающейся над замочным краем, макушкой. Бока раковины округленные, плавно переходящие в притупленный, иногда слабо вогнутый лобный край.

Скульптура. Поверхность раковины покрыта тонкими линиями нарастания, сближенными на боках и расходящимися в средней части раковины. Среди тонких линий нарастания видны более резкие, которые располагаются через 4—6 тонких линий.

Размеры. Длина раковины 5—10 мм. Ширина раковины 5—6,5 мм. Отношение ширины к длине колеблется в пределах от 0,65 до 0,70.

Строение раковины. Раковина рогово-известковистая. Под микроскопом в шлифе раковина имеет, в основном, светложелтый цвет. Участками, в зависимости от содержания органического вещества, раковина имеет более темный цвет. Поры не наблюдались (рис. 1).

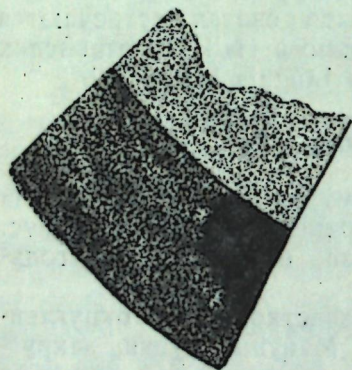


Рис. 1. Тангенциальный разрез *Lingula spathata* Hall.
Д. Муслюмово, $\times 80$.

Сравнение. Форма раковины, притупленные лобный край и макушка, характер линий нарастания позволяют отнести описанную форму к *Lingula spathata* Hall (Hall I. Palaeontology of New-Jork., p. 157, pl. IX, fig. 7, 9 и 11). От *Lingula loewinsoni* Wen. (Венюков П. Н., 1889, стр. 3, табл. 1, фиг. 1) она отличается более сильно притупленной вершинкой и большими размерами. От *Lingulipora caetra* Mikr. пом. msc. (Микрюков М. Ф., 1948, табл. 1, фиг. 7, 8) отличается отсутствием радиальных ребрышек.

Распространение. Пашийская свита Башкирии и Татарии, слонгамилтон Нью-Йорка.

Местонахождение. 1) Улема, 1 экземпляр, верхняя часть пашийской свиты; 2) Муслюмово, 1 экземпляр, верхняя часть пашийской свиты; 3) Ромашкино, 1 экземпляр.

Lingula crispa sp. nov.

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Улема. Франский ярус, пашийская свита.

Диагноз. Средних размеров, удлиненно-овальная, рогово-известковистая, плоская форма с характерной скульптурой концентрических волнисто изгибающихся ребрышек.

Описание. Раковина рогово-известковистая, средних размеров, плоская. Макушка низкая, широко округленная. Бока правильно дугобразные, плавно переходящие в округленный лобный край.

Скульптура. Раковина покрыта очень частыми тонкими концентрическими ребрышками, которые прослеживаются по всей длине раковины. Они повторяют в общих чертах очертания раковины и сходятся у макушки. Характерной чертой этих ребрышек является не наблюдаемая ни у одной из лингулид волнистость, вследствие чего поверхность раковины имеет своеобразный вид. Волнистость эта увеличивается к бокам и в примакушечной части.

Размеры. Длина раковины 10 мм, ширина 7 мм. Отношение ширины к длине составляет 0,7.

Сравнение. По внешним очертаниям описываемая форма напоминает *Lingula elliptica* Clarke (Clarke I. Early devonic History of New-Jork, pg. 214, pl. 47, fig. 4), но своеобразная скульптура раковины резко отличает описываемую форму от всех известных и заставляет выделить ее в самостоятельный вид.

Местонахождение. Улема, 1 створка, пашийская свита.

Lingula orbicularis sp. nov.

Таблица 1, фиг. 2, 3, 4

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Азнакаево. Кыновская свита франского яруса.

Диагноз. Маленькая, округлая, рогово-известковистая раковина.

Описание. Раковина небольшая, плоская или слабо выпуклая, округлая, со слегка вогнутыми краями. Макушка низкая, не выдающаяся за замочный край. Бока правильно округленные, расходящиеся к лобному краю. Лобный край округлый. Наибольшую ширину раковина имеет в средней части.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими, едва заметными, частыми концентрическими линиями нарастания, которые сливаются на боках в примакушечной части.

Внутреннее строение. На внутренней стороне спинной створки, в средней части ее, видны отпечатки мышц-закрывателей и мышц, производящих боковые движения.

Размеры. Длина раковины 5—8 мм, ширина 4—6 мм, отношение ширины к длине 0,7—0,8.

Сравнение. От *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) (Венюков П. Н. Девон Свинорда, стр. 3, табл. 1, фиг. 5) описываемая форма отличается отсутствием пор и более округлой формой раковины. *Lingula exilis* Hall (Hall I. Palaeontology of New-Jork, vol. IV, pg. 7, pl. I, fig. 8, 9) отличается тем, что наибольшая ширина у нее находится в примакушечной части.

Распространение. Кыновская свита франского яруса в Татарии.

Местонахождение. 1) Чалпы, 1 неполная спинная створка, кыновская свита; 2) Сергеевка, 1 брюшная створка, кыновская свита; 3) Муслюмово, 1 спинная и 1 брюшная створки, кыновская свита.

Lingula perlata Hall

Таблица 1, фиг. 5

1859. *Lingula perlata* Hall I. Palaeontology of New-Jork, pg. 156, pl. IX, fig. 3—5.

Диагноз. Большая, рогово-известковистая, треугольно-округленная (грушеобразная), широкая, слабо выпуклая форма.

Описание. Раковина крупная, слабо выпуклая, треугольно-округленная. Макушка острая. Бока в верхней трети раковины прямые, расходящиеся под острым углом, ниже они плавно закругляются. Лобный край широкий, округленный. Наибольшая ширина раковины находится немного ниже центра.

Скульптура. Поверхность покрыта тонкими частыми концентрическими линиями нарастания.

Размеры. Длина раковины 11,5 мм, ширина 7,0 мм. Отношение ширины к длине равно 0,6.

Внутреннее строение. На внутренней стороне брюшной створки видны отпечатки сосудов.

Сравнение. По форме раковины, характеру линий нарастания и размерам описанная форма отвечает *Lingula perlata* Hall, описанной из группы Helderberg Северной Америки. От *Lingula palaeformis* Hall (Hall I. Pal. of New-Jork, p. 8, pl. I, fig. 7) отличается более округленной и вытянутой формой раковины, а от *Lingula leana* Hall (Hall I. Palaeontol. of New-Jork, p. 9, pl. II, fig. 12) менее выпуклой и более широкой раковиной.

Распространение. Доманиковая свита Башкирии. Группа Helderberg Северной Америки.

Местонахождение. Туймазы, 1 брюшная створка, доманиковая свита.

Lingula spatiosa Hall

Таблица 1, фиг. 6

1861. *Lingula spatiosa* Hall I. Palaeontology of New-Jork, p. 158, pl. 9, fig. 10.

Диагноз. Крупная, округленно-треугольная, широкая, плоская форма.

Описание. Раковина крупная, широкая, округленно-треугольных очертаний, плоская. Макушка острая. Бока прямые, расходящиеся под острым углом от макушки и округленные у лобного края. Лобный край почти прямой в центральной части и округленный с боков.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими частыми линиями нарастания, почти сливающимися в боках. В центральной части раковины прослеживаются радиальные тонкие, слабо заметные ребрышки, число которых у лобного края достигает 20.

Размеры. Длина раковины 10,5 мм, ширина раковины 8,0 мм. Отношение ширины к длине 0,76.

Сравнение. Наиболее близко к описываемой форме приближается *Lingula perlata* Hall (Pal. of New-Jork, p. 156, pl. 9, fig. 3—5). Отличием между ними является более широкая и плоская раковина у *Lingula spatiosa* Hall и наличие у ней радиальных ребрышек на наружной поверхности раковины.

Распространение. Мендымская свита франского яруса в Татарии. Слои Helderberg Северной Америки.

Местонахождение. Васильевка, 1 створка из мендымской свиты.

Lingula ligea Hall

Таблица 1, фиг. 7, 8

1867. *Lingula ligea* Hall I. Palaeontology of New-Jork, vol. IV, p. 7, pl. 1, fig. 2.

1941. *Lingula ligea* Наливкин Д. В. Брахиподы Главного девонского поля, изд. АН СССР, стр. 141, табл. 1, фиг. 4.

Диагноз. Маленькая, рогово-известковистая, сильно удлинённая, плоская форма.

Описание. Раковина плоская, сильно удлинённая. Макушка острая, узкая, не выдающаяся за задний край. Бока раковины слабо выпуклые. Передний край острозакругленный.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими концентрическими линиями нарастания, тесно сближенными на боках раковины и расходящимися в центральной части ее.

Размеры. Длина раковины 5,5 мм, ширина 2,7 мм. Отношение ширины к длине 0,5.

Сравнение. *Lingula ligea* Hall легко отличается от других лингул сильно вытянутой формой раковины с заостренными передним и задним краями.

Распространение. В Татарии встречается в отложениях франского яруса. На Главном девонском поле эта форма отмечается для верхней пестродветной толщи. В Северной Америке отмечается для слоев Hamilton и Portage.

Местонахождение. 1) Кирмень, 1 створка из кыновской свиты и 2 створки из саргаевской свиты; 2) Альметьево, 1 створка из саргаевской свиты; 3) Бавлы, 2 створки из доманиковой свиты и 1 створка из мендымской; 4) Васильевка, 6 створок из верхнефранского подъяруса; 5) Ерыклы, ядро, доманиковая свита.

Род *Lingulipora* Girty, 1915

Диагноз. Рогово-известковистые, почти равностворчатые, удлинённо-четырёхугольные или овальные, тонкостенные, пористые, концентрически струйчатые, иногда ребристые раковины.

От наиболее близкого рода *Lingula* Brugiera род *Lingulipora* Girty отличается пористым строением раковины.

Девон — нижний карбон.

Представители рода *Lingulipora* Girty в девоне центральной части Волго-Уральской области широко распространены и разнообразны. Изучая строение и распространение отдельных форм лингулипор, удалось выделить среди них восемь видов и одну разновидность.

Два вида — *Lingulipora pana* sp. nov. и *Lingulipora ovuma* sp. nov. приурочены к живетским отложениям. *Lingulipora caetra* (Mikr.) nsc. характерна для верхнеживетского подъяруса и нижней части пашийской свиты. *Lingulipora bicostae* sp. nov. приурочена к саргаевской свите, а *Lingulipora cherdyncevi* sp. nov. к доманиковой свите. *Lingulipora subparallela* (Sand.) встречается по всему разрезу живетских и франских отложений. *Lingulipora melie* (Hall) и *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) прослеживаются по многим свитам франского яруса. *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) var. *crassa*, var. nov. характерна для карбонатных пород мендымской свиты.

Lingulipora subparallela (Sandberger)

Таблица 1, фиг. 9, 10

1881. *Lingula subparallela* Чернышев Ф. Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала, стр. 116, табл. IV, фиг. 39.

1947. *Lingula subparallela* Наливкин Д. В. Класс Brachiopoda. Атлас руководящих форм, стр. 64, табл. XIII, фиг. 3.

1951. *Lingula subparallela* Крылова А. К. Брахиподы девона Пензенской, Ульяновской и Сталинградской областей, стр. 101, табл. 1, фиг. 1, 2, 3.

Диагноз. Маленькая, удлинённо-остроовальная, рогово-известковистая, плоская форма.

Описание. Раковина маленькая, удлинённая. Макушка острая, удлинённая. Боковые крылья округленные. Они плавно суживаются к макушке и лобному краю. Лобный край так же, как макушка, заостренно-округленный.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими многочисленными концентрическими линиями нарастания (рис. 2), среди которых выделяются 4—5 более резких. На некоторых экземплярах в средней части раковины наблюдаются тонкие радиальные ребрышки.

Размеры. Длина раковины до 6,0 мм, ширина 3,0 мм. Отношение ширины к длине составляет 0,5.

Строение раковины. Под бивокуляром наблюдается точечное строение раковины. Диаметр пор 5 μ, расстояние между порами 25 μ.

Сравнение. От описанных Ф. Н. Чернышевым (Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала, стр. 116, табл. IV, фиг. 39) и Д. В. Наливкиным (Класс Brachiopoda. Атлас руководящих форм, стр. 64, табл. XIII, фиг. 3) экземпляров *Lingula subparallela* (Sand.) наши формы отличаются лишь более мелкими размерами, что, вероятно, объясняется различными условиями существования этого вида на разных участках девонского бассейна.

От близкой *Lingula ligea* Hall (Pal. of New-Jork, vol. IV, p. 10) *Lingulipora subparallela* (Sand.) отличается более округлой формой раковины, меньшим отношением ширины к длине и наличием радиальных ребрышек. От *Lingulipora melie* (Hall). (Pal. of New-Jork, vol. IV, p. 14) отличается более острозакругленными макушкой и лобным краем, плоской раковиной и также наличием радиальных ребрышек.

Распространение. В Татарии встречается в живетских и франкских отложениях.

Местонахождение. 1) Васильевка, 1 экземпляр из верхнеживетского подъяруса; 2) Ерыклы, 3 экземпляра из пашийской свиты и 2 экземпляра из доманиковой свиты; 3) Альметьево, 1 экземпляр из саргаевской свиты; 4) Бавлы, 3 экземпляра из мендымской свиты; 5) Шугурово, 2 экземпляра из верхнефранского подъяруса.

Lingulipora papa sp. nov.

Таблица 1, фиг. 11, 12

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Зай-Каратай. Живетский ярус среднего девона.

Диагноз. Очень маленькая, удлинено-округленная, плоская форма с острозакругленными макушкой и лобным краем. Линии нарастания четкие и частые.

Описание. Брюшная створка удлинено-округленная, плоская, с острозакругленными примакушечной частью и лобным краем. Боковые края дугообразно изогнуты. Спинная створка имеет более заостренную макушку.

Скульптура. Поверхность раковины покрыта тонкими, четкими, очень многочисленными линиями нарастания. Они повторяют очертания раковины — значительно оттянуты к лобному краю и сходятся у макушки. Среди них на некоторых образцах наблюдается 3—4 более резко выступающих линии.

Размеры. Длина раковины 1,5—4,0 мм, ширина 1,2—3 мм. Отношение ширины к длине равно 0,75,

Строение раковины. На тангенциальном разрезе раковины, под самым верхним наружным слоем ее видны поры диаметром 4 μ, расположенные в шахматном порядке и отстоящие друг от друга на расстоянии 15—20 μ. На поперечном разрезе видно, что раковина состоит из одного минерального слоя, имеющего волокнистое строение. Не исключена возможность, что роговой слой здесь замещен кальцитом (рис. 3, 4).



Рис. 3. Тангенциальный разрез *Lingulipora papa* sp. nov.
Д. Балтачево, × 400.

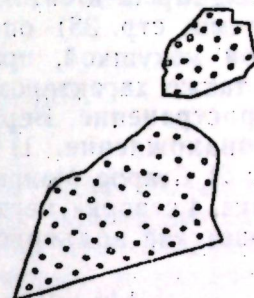


Рис. 4. Поперечный разрез при макушечной части раковины *Lingulipora papa* sp. nov.
Д. Азнакаево, × 400.

Сравнение. От *Lingulipora subparallela* (Sand.) (Чернышев Ф. Н. Фауна ср. и верх. девона зап. склона Урала, стр. 116) отличается вдвое меньшими размерами, отсутствием радиальных струек и выпуклыми боковыми краями, от *Lingulipora melie* (Hall) (Palaeontology of New-Jork, vol. IV, pg. 14) — меньшими размерами и острозакругленным лобным краем.

Распространение. Очень распространена в верхнеживетском подъярусе Татарии. В нижнеживетских отложениях встречается единичными экземплярами.

Местонахождение. 1) Зай-Каратай, 12 экземпляров, верхнеживетский подъярус; 2) Азнакаево, 21 экземпляр, верхнеживетский подъярус; 3) Старое Маврино, 3 экземпляра, верхнеживетский подъярус; 4) Васильевка, 14 экземпляров, верхнеживетский подъярус; 5) Сергеевка, 6 экземпляров, верхнеживетский подъярус; 6) Бавлы, 2 экземпляра, верхнеживетский подъярус; 7) Бавлы, 1 экземпляр, нижнеживетский подъярус.

Lingulipora ovuma sp. nov.

Таблица 1, фиг. 13, 14

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Старое Маврино. Верхнеживетский подъярус.

Диагноз. Средних размеров, тонкие, плоские, широко-овальные раковины. Макушка низкая, округлая, не выдающаяся за замочный край. Ареа короткая, узкая. Бока раковины плавно закруглены. Наибольшая ширина раковины приходится примерно на середину ее, несколько ближе к переднему краю. Лобный край по кривизне немного шире заднего.

Скульптура. Поверхность раковины покрыта тонкими частыми линиями нарастания, отходящими от макушки и повторяющими очертания раковины. Кроме того, наблюдаются ступенчатые валики, числом до 6. Расстояние между валиками уменьшается к лобному краю.

Размеры. Длина раковины 5,2—7,2 мм. Ширина раковины 4,0—5,5 мм. Отношение ширины к длине составляет около 0,69—0,74.

Строение раковины. На внутренней поверхности створок и там, где наружный слой раковины нарушен, видно пористое строение раковины. Поскольку шлифов из раковины получить не удалось, расстояние между порами и диаметр пор точно измерить невозможно.

Сравнение. От *Lingula elliptica* Clarke (Clarke I. Early devonic History, pg. 214, pl. 47, fig. 4, 1908) описываемая форма отличается закругленными боками и отсутствием септы в дорзальной створке.

От *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) (Венюков П. Н. Фауна девонской системы, стр. 38) описываемая форма отличается более тупой и округлой макушкой, правильно округленными боками и лобным краем, а также характером линий нарастания.

Распространение. Верхнеживетский подъярус Татарии.

Местонахождение. 1) Балтачево, 4 створки, верхнеживетский подъярус; 2) Старое Маврино, 2 створки, верхнеживетский подъярус; 3) Ивановка, 4 створки, верхнеживетский подъярус; 4) Бавлы, 1 створка, верхнеживетский подъярус.

Lingulipora caetra (Mikr.) msc.

Таблица 1, фиг. 13, 14

1948. *Lingula caetra* Микрюков М. Ф. Фауна брахиопод продуктивной свиты Туймазинского и Бавлинского нефтяных месторождений. Табл. 1, фиг. 7, 8. Рукопись. Фонды УФНИИ.

Диагноз. Средних размеров, плоская, удлинненно-овальная раковина, с притупленным лобным краем.

Описание. Тонкие, плоские, удлинненно-овальные раковины с плавнорасширенной, не выдающейся над задним краем макушкой. Бока раковины почти параллельны друг другу или плавнорасширены. В последнем случае наибольшая ширина раковины приходится на первую треть длины. Лобный край притупленный.

Скульптура. Поверхность раковины покрыта тонкими линиями нарастания, повторяющими очертания раковины. Линии нарастания сближены на боках, в примакушечной части раковины, где они соприкасаются, и расходятся в центральной части ее. На некоторых экземплярах видны у лобного края тонкие радиальные ребрышки.

Размеры. Длина раковины 4,0—9,0 мм. Ширина раковины 2,5—6,0 мм. Отношение ширины к длине составляет около 0,66.

Строение раковины. Раковина состоит из неправильно чередующихся известкового и рогового прослоев. Роговые прослои часто образуют линзы. Раковина имеет пористое строение. Поры хорошо видны на продольном разрезе раковины. Расстояние между ними равно 0,2 мм. Поры секут в поперечном направлении раковину, за исключением тонкого наружного слоя. Диаметр пор равен 2 μ. Толщина раковины 20—25 μ. Внутренняя поверхность раковины неровная, волнистая, что, вероятно, связано с неровностями мантии (рис. 5).

Рис. 5. Продольный разрез раковины *Lingulipora caetra* (Mikr.) msc. Д. Ивановка, X 400.

почти прямыми боками раковины и повторяющими очертания раковины, сходящимися у макушки линиями нарастания.

От *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) (Венюков П. Н. Фауна девонских отложений Свинорда, стр. 3, табл. 1, фиг. 5) отличается более круп-

ными размерами и наличием коротких радиальных ребрышек у лобного края.

Распространение. Нарышевский горизонт (пашийская свита) Западной Башкирии. Нижняя часть пашийской свиты и верхнеживетский подъярус Татарии.

Местонахождение. В Татарии: 1) Ивановка, 3 экземпляра из нижней части пашийской свиты; 2) Бавлы, 1 неполный отпечаток из верхнеживетского подъяруса; 3) Ерыклы, 1 отпечаток из нижней части пашийской свиты.

Lingulipora bicostae sp. nov.

Таблица 1, фиг. 15, 16

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Шугурово. Франский ярус, саргаевская свита.

Диагноз. Маленькая, удлинненно-овальная, слабо выпуклая форма с двумя прерывистыми радиальными ребрами в средней части раковины.

Описание. Раковина рогово-известковистая, слабо выпуклая. Макушка маленькая, острая, слабо выдающаяся над задним краем. Бока округленные, плавнорасширяющиеся к лобному краю. Лобный край округлен или слегка притуплен в средней части.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими и частыми концентрическими линиями нарастания, и, кроме того, от макушки к лобному краю расходятся два прерывистых радиальных ребра. Линии нарастания ясно прослеживаются по всей длине раковины. Они повторяют очертания раковины и сходятся у макушки.

Ребра прерывистые, штриховатые, иногда они по направлению к лобному краю разделяются на 2—3 ребрышка каждый.

Размеры. Длина раковин колеблется в пределах 1,1—6,0 мм, ширина 1,0—4,5 мм. Отношение ширины к длине составляет у молодых форм 0,7—0,9, у взрослых 0,5—0,6.

Строение раковины. Раковина состоит из неправильно чередующихся прослоев рогового и известкового вещества. Роговое вещество в раковине преобладает. Толщина раковины 40—50 μ. Раковина пронизана порами, которые обычно располагаются параллельно линиям нарастания. Диаметр пор 4—5 μ, расстояние между порами 30—35 μ. Между двумя линиями нарастания обычно располагается 1 ряд пор. Местами поры прослеживаются и на линиях нарастания (рис. 6, 7).

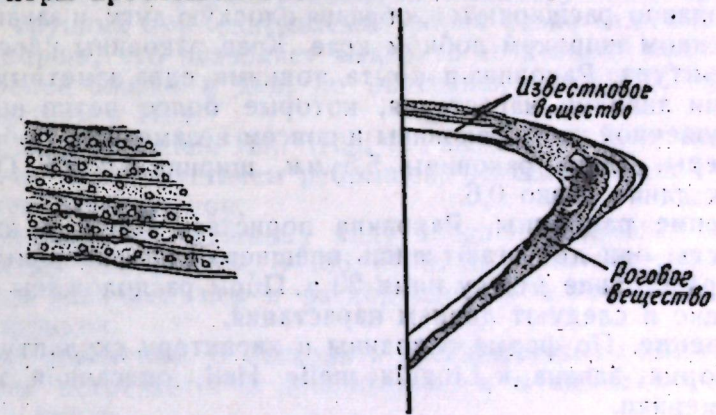


Рис. 6. Тангенциальный разрез раковины *Lingulipora bicostae* sp. nov. у лобного края. Д. Шугурово, X 400.

Рис. 7. Продольный разрез примакушечной части раковины *Lingulipora bicostae* sp. nov. Д. Балтачево, X 80.

Изменение с возрастом. Молодые формы округлы, ребра у них только намечаются, поры расположены редко. С возрастом раковина удлиняется, ребра начинают выступать более резко, количество пор увеличивается.

Сравнение. По внешним очертаниям описываемая форма ближе всего стоит к *Lingula punctata* Hall (Hall I. Palaeontology of New-Jork, vol. IV, p. 10, pl. 1, fig. 6). Но при детальном изучении выявляются довольно резкие черты отличия этих форм, позволяющие выделить описываемую форму в новый вид. Так у описываемой формы бока и лобный край имеют более округлые очертания, линии нарастания прослеживаются по всей поверхности раковины, отсутствует килевая складочка на макушке и нет бугорков между радиальными ребрами. Кроме того, весьма существенной чертой отличия является пористое строение раковины у описываемой формы.

От *Lingulipora caetra* var. *punctifera* (Mikr.) msc. (Микрюков М. Ф. Стратиграфия и фауна продуктивной толщи Западной Башкирии, табл. 1, фиг. 3, 5) отличается более мелкими размерами раковины, характером линий нарастания и наличием радиальных ребер.

Распространение. В Татарии встречается в большом количестве в осадках доманиковых фаций саргаевской свиты франского яруса и единичными экземплярами в нижней части доманиковой свиты.

Местонахождение: 1) Аксубаево, 1 брюшная створка, саргаевская свита; 2) Альметьево, 1 спинная створка, саргаевская свита; 3) Балтачево, 1 спинная и 1 брюшная створки, саргаевская свита; 4) Зай-Каратай, 1 спинная створка, саргаевская свита; 5) Васильевка, 1 брюшная и 1 спинная створки, саргаевская свита; 7) Шугурово, 1 спинная створка, доманиковая свита; 3 брюшных и 12 спинных створок, саргаевская свита.

Lingulipora melie (Hall)

Таблица 1, фиг. 18

1867. *Lingula melie* Hall I. Palaeontology of New-Jork, vol. IV, pg. 14, pl. 1, fig. 3, 4.

Диагноз. Маленькая, эллиптическая, выпуклая, гладкая форма.

Описание. Раковина маленькая, рогово-известковистая, эллиптическая, выпуклая в центральной части. Макушка тупая, закругленная, не выдающаяся за задний край. От притупленной макушки бока створки плавно расширяются, образуя плоскую дугу, и заканчиваются в округленном широком лобном крае. Края раковины плоские.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими, едва заметными концентрическими линиями нарастания, которые более четко выделяются в примакушечной части раковины и совсем незаметны у лобного края.

Размеры. Длина раковины 5,5 мм, ширина 3,2 мм. Отношение ширины к длине равно 0,6.

Строение раковины. Раковина пористая. Поры не выходят на поверхность, они достигают лишь внешнего слоя раковины. Диаметр пор 5 μ, расстояние между ними 20 μ. Поры расположены в шахматном порядке и следуют линиям нарастания.

Сравнение. По форме раковины и характеру скульптуры описываемая форма близка к *Lingula melie* Hall, описанной из чемунг группы Америки.

Близкая к ней *Lingulipora subparallela* (Sand.) (Чернышев Ф. Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала, стр. 16, табл. IV, фиг. 39) отличается плоской раковиной, острозакругленными концами и наличием радиальных ребрышек.

Lingulipora loewinsoni (Wen.) (Венюков П. Н. Фауна девонских отложений Свинограда, стр. 3, табл. 1, фиг. 5) отличается большими размерами, крупными и шире расставленными порами.

Распространение. Франский ярус: саргаевская, доманиковая и мендымская свиты в Татарии. Чемунг группа в Америке.

Местонахождение. 1) Зай-Каратай, 3 брюшных створки, саргаевская свита; 2) Ерыклы, 1 брюшная створка, доманиковая свита; 3) Бавлы, 1 спинная створка, мендымская свита; 4) Альметьево, 1 спинная створка, верхнефранский подъярус.

Lingulipora cherdyncevi sp. nov.

Таблица 1, фиг. 19

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Зай-Каратай. Франский ярус, доманиковая свита.

Диагноз. Маленькая, удлиненная, но довольно широкая, овальная, выпуклая форма. Лобный край округленный.

Описание. Раковина рогово-известковистая, выпуклая. Макушка довольно острая, слабо выдающаяся над задним краем. Задний край изогнутый, несколько меньше наибольшей ширины раковины. Боковые края почти прямые, слабо расходящиеся к лобному краю. Лобный край округленный.

Скульптура. Поверхность раковины покрыта линиями нарастания 2 порядков. Более грубые линии нарастания в количестве 3—4 резко, в виде валиков, выступают на поверхности раковины. Расстояние между этими линиями нарастания уменьшается к лобному краю. Тонкие и частые линии нарастания довольно равномерно распределяются по поверхности раковины.

Все линии нарастания повторяют очертания раковины и сходятся у заднего края.

Размеры. Длина раковин от 1,0 до 8,0 мм, ширина от 0,5 до 7,0 мм. Отношение ширины к длине составляет у молодых форм 0,5—0,6, у взрослых 0,7—0,87.

Строение раковины. Раковина пронизана крупными порами. Диаметр пор 30—39 μ. Поры распределяются параллельно линиям нарастания, количество их увеличивается к лобному краю. На макушке поры не наблюдались.

Сравнение. По форме раковины, характеру линий нарастания и наличию крупных пор описываемая форма резко отличается от других *Lingulipora*, что позволяет выделить ее в новый вид.

Наиболее близки к ней, по описанию, *Lingula punctata* Hall и *Lingula rectilatera* Hall.

От *Lingula punctata* Hall (Hall I. Pal. of New-Jork, vol. IV, p. 10) она отличается отсутствием ребрышек, резкими линиями нарастания и наличием крупных пор.

От близкой по внешнему виду *Lingula rectilatera* Hall (Hall I. Palaeontology of New-Jork, 3: 156, pl. 9, fig. 6, 8) описываемая форма отличается наличием пор и расходящимися к лобному краю боковыми сторонами.

Распространение. В Татарии и Куйбышевской области описываемая форма встречается в доманиковых и мендымских отложениях франского яруса.

Местонахождение. В Татарии: 1) Зай-Каратай, 1 экземпляр из доманиковой свиты; 2) Бавлы, 1 экземпляр из доманиковой свиты; 3) Васильевка, 1 неполный экземпляр из мендымской свиты. В Куйбышевской области: 1) Боровка, 1 экземпляр из доманиковой свиты.

Lingulipora loewinsoni (Wenjukoff)

Таблица 1, фиг. 20

1800. *Lingula loewinsoni* Венюков П. Н. Фауна девонских отложений Свинорда, стр. 3, табл. 1, фиг. 5.

1940. *Lingula loewinsoni* Наливкин Д. В. Брахиподы Главного девонского поля, стр. 143, табл. 1, фиг. 6.

Диагноз. Небольшая, широкая, удлиненная форма с дугообразным, слегка притупленным лобным краем.

Описание. Раковина тонкая, рогово-известковистая, широкая, слабо выпуклая. Макушка низкая, слегка заостренная. Бока правильно выпуклые. Нижний край округлый или слегка притуплен в средней части.

Скульптура. Створки покрыты очень тонкими концентрическими линиями нарастания, сливающимися по краям раковины и расходящимися в средней части. Примерно со второй половины раковины линии нарастания воспроизводят форму притупленного лобного края. Через 3—7 тонких линий отмечаются более резкие линии нарастания.

Размеры. Длина раковины колеблется в пределах 4—8 мм, ширина 2,6—5,5 мм. Отношение ширины к длине обычно составляет около 0,6—0,7.

Строение раковины. Раковина состоит из рогово-известковистого вещества, имеющего однородное строение, и пронизана порами диаметром 8—10 μ, расположенными в шахматном порядке. Поры отстоят друг от друга на расстоянии 30—40 μ. Толщина раковины 29 μ (рис. 8, 9).

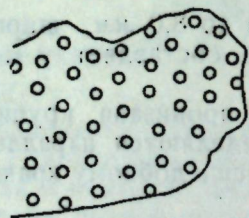


Рис. 8. Тангенциальный разрез *Lingulipora loewinsoni* (Wen.). Д. Ерыклы, $\times 400$.

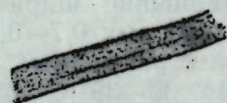


Рис. 9. Поперечный разрез *Lingulipora loewinsoni* (Wen.). Д. Ерыклы, $\times 400$.

Сравнение. Встреченные в девонских отложениях Татарии экземпляры *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) отличаются от форм, описанных П. Н. Венюковым из окрестностей Свинорда, более мелкими размерами. От *Lingula ligea* Hall (Hall I. Pal. of New-Jork, vol. IV, pg. 10) отличается узкой, сильно удлиненной формой раковины и почти незаметными линиями нарастания. *Lingulipora subparallelata* (Sand.) (Чернышев Ф. Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала, стр. 116, табл. IV, фиг. 39) отличается более узкой формой раковины и присутствием тонких радиальных струек в средней части раковины.

Распространение. Свинордские слои Свинорда. Д. В. Наливкин (1940) указывает на тождественные формы в бургских слоях. В раз-

резах девона скважин Краснокамска и Северокамска. Семирукские слои Ульяновской области. Франский ярус Татарии и Удмуртии.

Местонахождение. В Татарии: 1) Алтунино, 1 экземпляр из верхней части пашийской свиты и 2 экземпляра из кыновской свиты; 2) Грахань, 6 экземпляров, саргаевская свита; 3) Шугурово, 1 экземпляр, доманиковая свита; 4) Янга-Аул, 1 экземпляр, мендымская свита. В Удмуртии: 5) Голюшурма, 1 экземпляр, доманиковая свита.

Lingulipora loewinsoni (Wenjukoff) var. *crassa*, var. nov.

Таблица 1, фиг. 21

Голотип хранится в Геологическом институте Казанского филиала АН СССР. Янга-Аул. Мендымская свита.

Диагноз. Крупная, овальная, слабо выпуклая рогово-известковистая форма.

Описание. Раковина крупная, слабо выпуклая, удлиненно-овальной формы. Макушка низкая, не выдающаяся за задний край. Бока плоскодугообразные, расходящиеся от макушки под прямым углом. Лобный край округленный.

Скульптура. Раковина покрыта тонкими частыми линиями нарастания, которые повторяют очертания раковины и тесно сближены у заднего края.

Размеры. Длина раковины 13 мм, ширина 8 мм. Отношение ширины к длине 0,6.

Сравнение. От описанной П. Н. Венюковым *Lingula loewinsoni* (Wen.) (Венюков П. Н. Фауна девонских отложений Свинорда, стр. 3, табл. 1, фиг. 5) эта форма отличается значительно более крупными размерами и выпуклой раковиной, что, вероятно, связано с иными условиями обитания этой формы на западе Татарии, чем на Главном девонском поле.

Распространение. В Татарии встречается в темносерых глинистых известняках мендымской свиты франского яруса.

Местонахождение: 1) Янга-Аул, 1 створка, мендымская свита; 2) Шугурово, 1 створка, мендымская свита.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЛИНГУЛИД

В результате проведенной работы по изучению лингулид девонских отложений центральной части Волго-Уральской области выяснилось, что лингулиды могут иметь определенное значение при стратиграфическом расчленении девонских отложений. Среди встреченных в девонских образованиях лингулид намечается 15 различных видов, некоторые из которых в комплексе с другими формами являются руководящими для отбивки границ стратиграфических подразделений (см. рис. 11).

Средний девон (D₂)

Наиболее древними отложениями в пределах Татарии, содержащими представителей семейства Lingulidae, являются нижнеживетские образования. Эти отложения на юго-востоке Татарии, западной Башкирии и Удмуртии представлены чередованием грубозернистых песчаников, известняков, аргиллитов и оолитовых шамозитовых руд. В центральной Татарии известняки в нижнеживетских образованиях отсутствуют. Семейство Lingulidae представлено в нижнеживетских образованиях лишь одним видом *Lingulipora papa* sp. nov. (маленькая форма с отчетливо выраженными линиями нарастания), приуроченным к верхней части толщи, где развиты аргиллиты. В нижней части

толщи, где преобладают песчаники, *Lingulipora nana* sp. nov. не была встречена.

В породах верхнеживетского подъяруса, представленного песчаниками, аргиллитами и доломитами (или доломитизированными известняками), *Lingulipora nana* sp. nov. пользуется широким распространением. Особенно часто эта форма встречается в аргиллитах, лежащих над "средним известняком". Она была нами обнаружена в образцах верхнеживетских аргиллитов из ряда скважин у дд. Зай-Каратай, Азнакаево, Старое Маврино, Васильевка, Сергеевка, Бавлы, Альметьево. Вместе с *Lingulipora nana* sp. nov. в верхнеживетских образованиях встречается сравнительно редко *Lingulipora ovata* sp. nov., для которой характерны правильно овальная форма раковины и сравнительно большие размеры. На Улеминской площади в аргиллитах над средним известняком была найдена *Lingula ivanovi* sp. nov.

Верхний девон (Дз)

Из верхнедевонских образований лингулиды изучались лишь из франских отложений.

В пашийской свите, представленной песчаниками, алевролитами и аргиллитами с непостоянными прослоями глинистых известняков и оолитовых железных руд, лингулиды встречаются редко. Всего в пашийских образованиях лингулы были встречены в 14 образцах керна из скважин у дд. Улема, Муслюмово, Ромашкино, Ерыклы, Ивановка, Алтунино. Для детального расчленения пашийских образований такого количества определений совершенно недостаточно.

Встречаются лингулиды в пашийской свите в аргиллитах, лежащих между песчаными пластами. Лишь в двух случаях остатки лингулид (*Lingula* sp.) были встречены в светлосерых алевролитах. В нижней части пашийской свиты в аргиллитовой пачке встречаются крупные лингулиды *Lingulipora caetra* (Mikr.) msc. и *Lingulipora subparallela* (Sand.). В верхней части пашийских образований отмечаются *Lingula spathata* Hall, *Lingula crispa* sp. nov. и *Lingulipora loewinsoni* (Wen.).

В кыновской свите лингулиды встречаются преимущественно в зеленовато-серых тонкослонистых аргиллитах, реже они отмечаются в коричневых и темносерых аргиллитах. В образцах керна лингулиды в породах кыновской свиты констатированы по шести скважинам (дд. Чалпы, Сергеевка, Муслюмово, Кирмень, Алтунино, Ерыклы). Характерной для кыновской свиты является *Lingula orbicularis* sp. nov. — средних размеров, почти круглая плоская форма. Кроме того, здесь встречаются редкие *Lingula ligea* Hall и *Lingulipora loewinsoni* (Wen.).

В саргаевских образованиях, представленных чередованием мергелей и известняков, встречается в большом количестве экземпляров и твердо прослеживается по разрезам многих скважин *Lingulipora bicostae* sp. nov. — небольшие плоские формы с двумя ясно выраженными, расходящимися от макушки прерывистыми ребрами, — несколько сходные с *Lingula punctata* Hall.

От *Lingula punctata* Hall, встречающейся в верхней пестроцветной толще девона Ленинградской области, эта форма отличается закругленным лобным краем, отсутствием бугорков на поверхности раковины и наличием линий нарастания по всей раковине. *Lingulipora bicostae* sp. nov. нами была встречена в саргаевских образованиях, вскрытых скважинами у дд. Альметьево, Аксубаево, Зай-Каратай, Балтачево, Васильевка, Шугурово. Кроме *Lingulipora bicostae* sp. nov., в породах саргаевской свиты встречаются многочисленные *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) и единичные *Lingulipora melle* (Hall), *Lingula ligea* Hall, *Lingulipora subparallela* (Sand.).

В породах доманиковой свиты лингулиды констатированы в образцах керна из 7 скважин (дд. Туймазы, Бавлы, Ерыклы, Зай-Каратай, Боровка, Шугурово, Голюшурма). Встречаются лингулиды в доманике в темносерых сланцах, мергелях, глинистых и битуминозных известняках. Значительно реже остатки лингулид отмечаются в серых тонкозернистых.

ТАБЛИЦА СТРАТИГРА

~	Наименов форм
1	<i>Lingula spath.</i>
2	<i>Lingula ozbicul</i>
3	<i>Lingula pezlata</i>
4	<i>Lingula spatios.</i>
5	<i>Lingula ligea</i>
6	<i>Lingulipora subpara</i>
7	<i>Lingulipora nana</i>
8	<i>Lingulipora ovata</i>
9	<i>Lingulipora caetra</i>
10	<i>Lingulipora bicost</i>
11	<i>Lingulipora melle</i>
12	<i>Lingulipora chezdy</i>
13	<i>Lingulipora loewi</i>
14	<i>Lingulipora loewins</i> var. <i>crassa</i> var.

○ Встр
× Встр
+ Встр

ных областей Второго Баку свидетельствуют о том, что фауна, связанная с фациями доманикового типа, изменялась во времени, что вело к отличиям видового состава комплексов, содержащих формы одних и тех же родов. Несомненно, что тщательное изучение и

ТАБЛИЦА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВИДОВ ЛИНГУЛИД В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВТОРОГО БАКУ
 1954 г.

Составила Г. П. Батанова.

№	Наименование форм	Верхнеживет- ский подъярус	Нижнефранский подъярус																												Верхн. франс. п-с																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
			Лашинская свита								Кыновская свита				Саргаевская свита						Доманиковская свита				Мендымск свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
			Баблы Р-19	Старая Маорино Р-21	Зай-Каратай Р-16	Васильевка Р-12	Кзыл-Касба Р-29	Балтачево Р-11	Альметьевка Р-14	Сергеевка Р-13	Ивановка Р-44	Баблы Р-19	Улема Р-4	Мусламово Р-35	Ромашкино Р-17	Ерыклы Р-6	Ивановка Р-44	Ялтичино Р-5	Кирмень Р-8	Мусламово Р-35	Цаллы Р-29	Сергеевка Р-13	Ялтичино Р-5	Ерыклы Р-6	Кирмень Р-8	Грахань Р-5	Зай-Каратай Р-16	Альметьевка Р-14	Альметьевка Р-24	Васильевка Р-12		Якушевское Р-7	Балтачево Р-11	Шугурово Р-6	Шугурово Р-7	Голышман Р-1	Зай-Каратай Р-16	Шугурово Р-7	Ерыклы Р-6	Баблы Р-3	Пуймаза Р-44	Боровка Р-2	Янга-Аул Р-2	Васильевка Р-12	Шугурово Р-7	Баблы Р-3	Баблы Р-19	Альметьевка Р-29	Васильевка Р-12	Шугурово Р-7																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
1	<i>Lingula spathata</i> Hall										+	+	+																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	

Условные обозначения:

- o Встречается большое число экземпляров
 x Встречается несколько (> 5) экземпляров
 + Встречаются единичные экземпляры

□ характерные формы
 n нижняя часть свиты

толщи, где преобладают песчаники, *Lingulipora pana* sp. nov. не была встречена.

В породах верхнеживетского подъяруса, представленного песчаниками, аргиллитами и доломитами (или доломитизированными известняками), *Lingulipora pana* sp. nov. пользуется широким распространением. Особенно часто эта форма встречается в аргиллитах лежащих

В породах доманиковой свиты лингулиды констатированы в образцах керна из 7 скважин (дд. Туймазы, Бавлы, Ерыклы, Зай-Каратай, Боровка, Шугурово, Голюшурма). Встречаются лингулиды в доманике в темносерых сланцах, мергелях, глинистых и битуминозных известняках. Значительно реже остатки лингулид отмечаются в серых тонкозернистых известняках. Для доманиковой свиты характерна лингулипора с очень своеобразной крупнопористой выпуклой раковиной — вид *Lingulipora cherdyncevi* sp. nov., встречающийся преимущественно в темносерых глинистых известняках. Кроме того, в доманиковой свите встречаются формы, прослеживающиеся и ниже: *Lingula ligea* Hall, *Lingulipora subparallela* (Sand.), *Lingulipora loewinsoni* (Wen.). В одном экземпляре (Туймазы) была найдена в темносерых известковистых мергелях доманиковой свиты *Lingula perlata* Hall.

В осадках мендымского времени лингулиды встречаются реже, чем в нижележащих отложениях. Приурочены они преимущественно к прослоям темносерых мергелей и глинистых известняков. Значительно реже лингулиды встречаются в серых тонкозернистых известняках.

В мендымских образованиях встречаются *Lingula ligea* Hall, *Lingulipora subparallela* (Sand.), *Lingulipora melle* (Hall) и *Lingulipora loewinsoni* (Wen.), т. е. формы обычные для франского яруса. Наряду с этими формами были встречены единичные экземпляры *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) var. *crassa*, var. nov. (Янга-Аул, Шугурово) и *Lingula spatiosa* Hall (Васильевка). Для первой формы характерны крупные размеры раковины, выпуклая форма, остроугольный задний край и правильно закругленный передний. Для второй — характерны средние размеры, закругленно-треугольная форма раковины и наличие тонких радиальных ребрышек в середине ее.

В верхнефранских образованиях лингулиды встречаются редко. Приурочены они обычно к прослоям темносерых известняков и мергелей. Здесь были найдены *Lingula ligea* Hall, *Lingulipora subparallela* (Sand.), *Lingulipora melle* (Hall).

Таким образом, полученные данные по девонским лингулидам свидетельствуют о их стратиграфическом значении для расчленения терригенных и карбонатных толщ девона.

Так, для живетских образований характерны *Lingulipora pana* sp. nov., *Lingulipora ovuma* sp. nov. и *Lingulipora caetra* (Mikr.) msc.

В нижней части пашийских образований встречается *Lingulipora caetra* (Mikr.) msc., а в верхней — *Lingula spathata* Hall. *Lingula orbicularis* sp. nov. прослеживается в кыновской свите. Саргаевские образования хорошо контролируются в разрезе широким распространением в них *Lingulipora bicostae* sp. nov. Для доманиковой свиты типична *Lingulipora cherdyncevi* sp. nov. Следует при этом отметить, что лингулиды тесно связаны с осадками доманикового облика — наибольшее число лингулид встречается в темносерых аргиллитах и мергелях. Это является важным моментом, поскольку трудность стратиграфического расчленения девонских образований центральной части Второго Баку заключается в том, что в них, начиная с нижнеживетских отложений, встречаются породы, сходные по внешнему облику с породами доманиковой свиты и содержащие комплекс форм, близкий к доманиковому — *Lingulidae*, *Buchiola*, *Pterochaenia*, *Tentaculites* — форм еще сравнительно мало изученных. Полученные данные по лингулидам девонских отложений центральных областей Второго Баку свидетельствуют о том, что фауна, связанная с фациями доманикового типа, изменялась во времени, что вело к отличиям видового состава комплексов, содержащих формы одних и тех же родов. Несомненно, что тщательное изучение и

Балтачево, Васильевка, Шугурово. Кроме *Lingulipora bicostae* sp. nov., в породах саргаевской свиты встречаются многочисленные *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) и единичные *Lingulipora melle* (Hall), *Lingula ligea* Hall, *Lingulipora subparallela* (Sand.).

других групп организмов, связанных с фациями типа доманика, покажет их изменения во времени, так как они связаны хоть и с близкими, но все-таки не тождественными фациями.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ЛИНГУЛИД

Как указывает Е. А. Иванова [7], современная *Lingula* обитает в области приливно-отливной полосы моря. *Lingula* имеет длинную, относительно массивную ножку, в несколько раз превосходящую длину раковины. Лингулы зарываются ножкой в рыхлое дно и ведут мало подвижный образ жизни внутри осадка, питаясь органическим детритом. Сокращением ножки *Lingula* может перемещаться, делая своеобразные прыгающие движения. Р. Ф. Геккер [4, 5], Е. А. Иванова [7] и Л. Ш. Давиташвили [6] указывают, что лингулы являются обитателями мелких вод и могут существовать и в загрязненной, и в сильно опресненной воде.

Е. А. Иванова, изучая образ жизни брахиопод подмосковного карбона, пришла к выводу, что *Lingula* в каменноугольное время „предпочитала фации с терригенными осадками“, т. е. жила в условиях, близких к современным.

Результаты исследований девонских лингулид центральной части Волго-Уральской области показывают, что здесь 83% лингулид встречается в темносерых и зеленовато-серых аргиллитах, темносерых мергелях и темносерых глинистых битуминозных известняках, 14% лингулид встречается в серых тонкозернистых известняках, 2,5% — в алевролитах и 0,6% — в коричневых аргиллитах.

В темносерых аргиллитах верхнеживетского подъяруса встречается бедный видами, но представленный большим числом экземпляров комплекс лингулид. Аргиллиты эти иногда содержат до 12,41% органического вещества. Рыхлое, богатое органическим детритом дно бассейна было благоприятной почвой для расселения лингулид. *Lingulipora papa* sp. nov. является преобладающей формой в этих аргиллитах. Раковины *Lingulipora papa* sp. nov. тонкие, мелкие. Расположены раковины обычно в плоскости наслоения (см. рис.), хотя иногда сохраняются и обе створки, что свидетельствует о весьма слабом перемыве осадка. Совместно с *Lingulipora papa* sp. nov. встречаются ядра тонкостенных гониатитов *Agoniatites* sp., филлоподы, пелециподы и редкие *Lingulipora ovata* sp. nov. Местами в верхней части верхнеживетских образований и в нижнепашийской подсвите встречаются в слабо алевроитовых аргиллитах крупные *Lingulipora caetra* (Mikr.) msc., а в зеленовато-серых аргиллитах верхнепашийской подсвиты *Lingula spathata* Hall и *Lingula crispa* sp. nov.

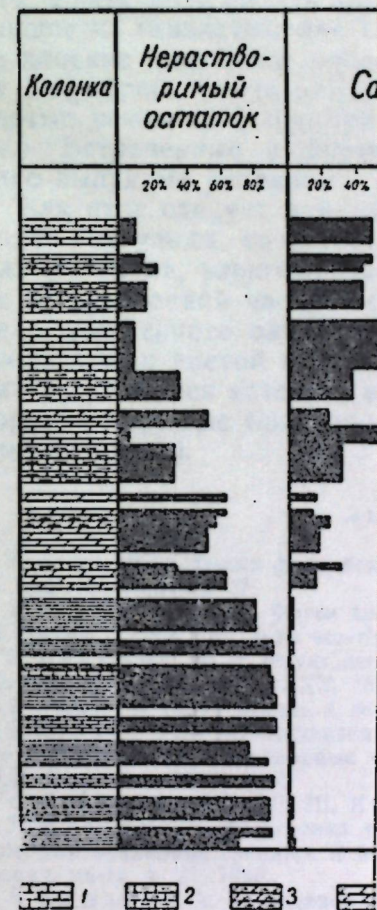
В зеленовато-серых и коричневых аргиллитах кыновской свиты, не содержащих органического вещества, лингулиды встречаются редко и представлены очень тонкими округлыми формами — *Lingula orbicularis* sp. nov.

В темносерых мергелях и глинистых известняках саргаевской свиты довольно часто встречаются мелкие скульптурированные раковины *Lingulipora bicostae* sp. nov., часто в значительной степени замещенные кальцитом. Совместно с лингулидами здесь встречаются пелециподы *Buchiola*, *Pterochaenia*.

В вышележащей доманиковой и мендымской свитах, а также в верхнефранском подъярусе лингулиды встречаются преимущественно единичными экземплярами в глинистых темносерых и серых, с включениями пирита, известняках.

Таким образом, в девонскую эпоху лингулиды являлись обитателями не только прибрежных частей бассейна с рыхлым глинистым

дном, но и обитателями более глубоких частей шельфа с более уплотненным карбонатно-глинистым дном. В последнем случае с лингулидами иногда встречаются типично морские формы — замковые брахиоподы *Liorhynchus*, *Atrypa*, *Spirifer*, членики *Crinoidea*. В известняках были найдены раковины лингулид в прижизненном положении, расположенные вертикально и косо по отношению к плоско-



1. Известняк, 2. Известняк глинистый, 3. Известняк с лингулидами, 4. Известняк с тонкими лингулидами, 5. Известняк с створками углов.

* Примечание. Обозначение ар

14. Hancock A. On the Organization of the Brachiopoda. 1939.
15. Clarke I. Early devonic History of New-Jork, N. J. St. Mus. Mem. 9, 1908.
16. Hall I. Palaeontology of New-Jork, vol. III—IV, 1859—1867.
17. Schnur I. Zusammenstellung und Beschreibung sammtlicher im Uebergangsbirge der Eifel vorkommenden Brachiopoden, Palaeontogr. Bd, III, 1853.

ТАБЛИЦА
ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИНГУЛИД ДЕВОНА
1954 г.

Составила Г. П. Батанова.

Колонка	Нерастворимый остаток	CaO	MgO	Органическое вещество	Длина раковины (мм)	Ширина раковины (мм)	Количество раковин	Характер выпуклости раковины	Толщина створок	Расположение раковин	Биоценозы	Возраст
	20% 40% 60% 80%	20% 40% 60% 80%	20% 40% 60% 80%	20% 40% 60% 80%	0 5 10	0 5 10						
											Лингулиды-замковые брахиоподы-излакажне	Верхнефранский подъярус
											Лингулиды-замковые брахиоподы-остракоды	Мендымская свита
											Лингулиды-замковые брахиоподы-пелециподы-остракоды	Доманиковская свита
											Лингулиды-пелециподы	Саргаевская свита
											Лингулиды	Кыновская свита
												Пашинская свита
											Лингулиды-гомотиты пелециподы-филоподы	Верхнеживетский подъярус

1. Известняк, 2. Известняк глинистый, 3. Мергель известняковистый, 4. Мергель, 5. Аргиллит, 6. Аргиллит алевроитовый*, 7. Лингулиды встречаются единичными экземплярами, 8. Лингулиды встречаются > 5, 9. Лингулиды встречаются в массовом количестве, 10. Створки плоские, 11. Створки выпуклые, 12. Створки тонкие, 13. Створки утолщенные, 14. Створки расположены в плоскости наложения, 15. Створки расположены наклонно к плоскости наложения.

* Примечание. Обозначение аргиллита алевроитового в колонке дано вертикальными штрихами.

других групп организмов, связанных с фациями типа доманика, покажет их изменения во времени, так как они связаны хоть и с близкими, но все-таки не тождественными фациями.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ЛИНГУЛИД

дном, но и обитателями более глубоких частей шельфа с более уплотненным карбонатно-глинистым дном. В последнем случае с лингулидами иногда встречаются типично морские формы — замковые брахиоподы *Liorhynchus*, *Atrypa*, *Spirifer*, членики *Crinoidea*. В известняках были найдены раковины лингулид в прижизненном положении, расположенные вертикально и косо по отношению к плоскости напластования.

Образ жизни девонских лингулид (мы сюда относим и *Linguliroga*) был, вероятно, в общем сходен с современным, поскольку форма раковин девонских лингулид близка к современным и среди захороненных девонских лингулид, как уже указывалось, встречаются формы, лежащие в вертикальном положении. По всей вероятности, в девоне так же, как и сейчас, лингулиды жили, зарываясь пожкой в грунт. Характер грунта влиял при этом на форму и размер раковины. Взять хотя бы для примера вид *Linguliroga loewinsoni* (Wen.). Жившие на глинистом дне *Linguliroga loewinsoni* (Wen.) имели тонкие плоские раковины средних размеров. На карбонатно-илистом дне *Linguliroga loewinsoni* (Wen.) имели крупные, более выпуклые и толстые раковины (*Linguliroga loewinsoni* (Wen.) var. *crassa*, var. nov.). Встреченные в образцах алевролита лингулиды также имеют более выпуклые раковины.

Как итог следует отметить, что биоценозы, в состав которых входят лингулиды, свидетельствуют о том, что лингулиды в девоне были морскими, эвригалинными формами. Они могли существовать как в опресненной части бассейна с загрязненной водой, от наличия тонко взмученного материала, так и в условиях моря с нормальной соленостью и чистой водой. В первом случае совместно с лингулидами встречаются эстерины (живетские и пашийские образования), во втором — замковые брахиоподы и криноиды (доманиковая и мандымская свиты).

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, девонская система, т. III. Гос. изд. геол. лит., 1947.
2. Венюков П. Н. Фауна девонских отложений северо-западной и центральной России. Труды Спб. о-ва естествоиспыт., т. XVII, 1886.
3. Венюков П. Н. Фауна девонских отложений окрестностей Свинограда. Труды Спб. о-ва естествоиспыт., т. XX, 1889.
4. Геккер Р. Ф. Жизнь в девонском море. Изд. АН СССР, 1935.
5. Геккер Р. Ф. Сопоставление разрезов восточной и западной половин Главного девонского поля и основные черты экологии его фауны и флоры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1954.
6. Давиташвили Л. Ш. Курс палеонтологии, 1949.
7. Иванова Е. А. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. Труды палеонт. ин-та, т. 21, 1949.
8. Крылова А. К. Брахиоподы девона Пензенской, Ульяновской и Сталинградской областей. Труды ВНИГРИ, нов. серия, вып. 45, 1951.
9. Страхов Н. М. Доманиковая фация Южного Урала. Труды ин-та геол. наук, в. XVI, сер. геол., № 6, 1939.
10. Наливкин Д. В. Брахиоподы Главного девонского поля. Изд. АН СССР, 1941.
11. Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы девона Русской платформы и Западного склона Урала. Гостехиздат, 1951.
12. Чернышев Ф. Н. Фауна среднего и верхнего девона западного склона Урала. Труды Геол. ком., т. III, № 3, 1887.
13. Delage I., Herouard E. Traite de zoologie concrete, tome V, 1897.
14. Hancock A. On the Organization of the Brachiopoda. 1939.
15. Clarke J. Early devonic History of New-York, N. J. St. Mus. Mem. 9, 1908.
16. Hall I. Palaeontology of New-York, vol. III—IV, 1859—1867.
17. Schnur I. Zusammenstellung und Beschreibung sammtlicher im Uebergangsgelände der Eifel vorkommenden Brachiopoden, Palaeontogr. Bd. III, 1853.

ственно единичными экземплярами в глинистых темносерых и серых, с включениями пирита, известняках.

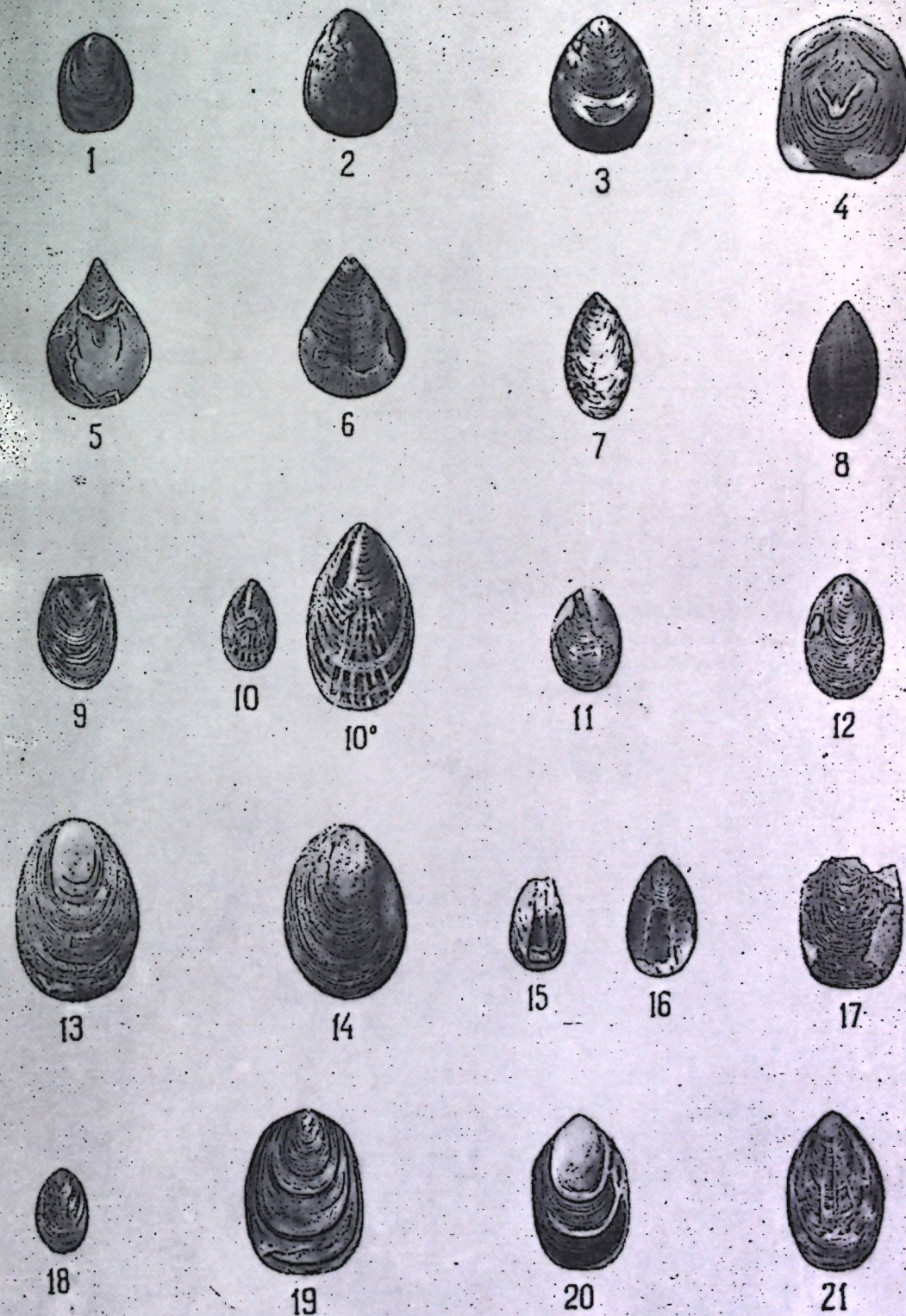
Таким образом, в девонскую эпоху лингулиды являлись обитателями не только прибрежных частей бассейна с рыхлым глинистым

ОБЪЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦЕ

- Фиг. 1. *Lingula spathata* Hall, $\times 2$. Татария, д. Улема. Верхняя часть пашийской свиты.
 Фиг. 2. *Lingula orbicularis* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Сергеевка. Кыновская свита.
 Фиг. 3. *Lingula orbicularis* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Муслюмово. Кыновская свита.
 Фиг. 4. *Lingula orbicularis* sp. nov., $\times 2$. Внутренняя сторона спинной створки. Татария, д. Муслюмово. Кыновская свита.
 Фиг. 5. *Lingula perlata* Hall, $\times 2$. Башкирия, Туймазы. Доманиковская свита.
 Фиг. 6. *Lingula spatiosa* Hall, $\times 2$. Татария, д. Васильевка. Мендымская свита.
 Фиг. 7. *Lingula ligea* Hall, $\times 2$. Татария, д. Кирмень. Саргаевская свита.
 Фиг. 8. *Lingula ligea* Hall, $\times 2$. Ядро. Татария, д. Ерыклы. Пашийская свита.
 Фиг. 9. *Lingulipora subparallela* (Sand), $\times 2$. Татария, д. Муслюмово. Саргаевская свита.
 Фиг. 10., 10a. *Lingulipora subparallela* (Sand), $\times 2$, $\times 4$. Татария, д. Ерыклы. Доманиковская свита.
 Фиг. 11. *Lingulipora pana* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Шугурово. Верхнеживетский подъярус.
 Фиг. 12. *Lingulipora pana* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Альметьево. Верхнеживетский подъярус.
 Фиг. 13. *Lingulipora ovuma* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Ивановка. Верхнеживетский подъярус.
 Фиг. 14. *Lingulipora ovuma* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Старое Маврино. Верхнеживетский подъярус.
 Фиг. 15. *Lingulipora bicostae* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Зай-Каратай. Саргаевская свита.
 Фиг. 16. *Lingulipora bicostae* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Васильевка. Саргаевская свита.
 Фиг. 17. *Lingulipora caetra* (Mikr.) msc., 1,5. Татария, д. Бавлы. Верхнеживетский подъярус.
 Фиг. 18. *Lingulipora melie* (Hall), $\times 2$. Татария, д. Ерыклы. Доманиковская свита.
 Фиг. 19. *Lingulipora cherdyncevi* sp. nov., $\times 2$. Татария, д. Зай-Каратай. Доманиковская свита.
 Фиг. 20. *Lingulipora loewinsoni* (Wen.), $\times 3$. Татария, д. Алтунино. Кыновская свита.
 Фиг. 21. *Lingulipora loewinsoni* (Wen.) var. *crassa*, var. nov. Татария, д. Янга-Аул. Мендымская свита.

1/VI-55 г.

Таблица №1



У. Г. ДИСТАНОВ, Л. Ф. СОЛОНЦОВ.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДОДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛО-ВОЛЖСКОЙ ОБЛАСТИ

В последние годы на основании многочисленных материалов бурения установлено, что в пределах Урало-Волжской области под покровом фаунистически охарактеризованных отложений среднего девона широким развитием пользуются мощные толщи осадочных образований, известные на востоке платформы под названием бавлинской свиты. Некоторые данные по стратиграфии и литологии этих отложений опубликованы в работах К. Р. Тимергазина [11, 12], Е. Н. Ларионовой [3, 4], Н. Н. Соколовой [9], М. Г. Кондратьевой и И. И. Енгуразова [2], В. П. Флоренского и В. С. Князева [14], Г. Л. Миропольской [5] и одного из авторов настоящей статьи [10].

Предлагаемая статья является результатом дальнейшего развития этих работ и посвящена вопросу изучения терригенных компонентов мощных додевонских толщ, почти лишенных органических остатков. Как известно, поведение в пространстве и времени терригенных компонентов не только является одним из важнейших критериев при стратиграфии так называемых „немых толщ“, но оно позволяет также реконструировать физико-географическую обстановку геологического прошлого. Между тем, изучению терригенных компонентов из додевонских отложений Урало-Волжской области посвящены лишь работы Н. Н. Соколовой и Л. П. Гмид [8, 9] и Г. Л. Миропольской [5]. Все это и побудило авторов настоящей статьи заняться детальным минералогическим анализом указанных образований, результаты которого и излагаются ниже.

Согласно представлениям Л. Ф. Солонцова, додевонские отложения Урало-Волжской области в пределах западной Башкирии и юго-востока Татарии в наиболее полном объеме имеют шестичленное строение. Здесь они, по аналогии с додевонскими отложениями Пачелмского прогиба, подразделяются автором на следующие шесть толщ (снизу вверх):

1. Нижняя песчаниковая толща представлена пестроцветными мелко- и среднезернистыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, иногда несколько обогащенными гравийным материалом. Местами среди песчаников присутствуют прослои пестроцветных глинистых алевролитов и алевроитовых аргиллитов. Мощность толщи достигает 55 м.

2. Терригенно-доломитовая толща — это красноцветные алевроитовые аргиллиты и в меньшей степени глинистые алевролиты, содержащие прослои алевроито-глинистых доломитов. Последние в некоторых разрезах имеют весьма значительное развитие и характери-

зуются меньшим содержанием терригенного материала. Мощность толщи обычно не превышает 100 м, местами достигает 300 м.

3. Средняя песчаниковая толща сложена красноцветными мелко- и среднезернистыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками с ничтожными по мощности прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Мощность толщи колеблется от 0 до 376 м.

4. Нижняя толща переслаивания сложена чередующимися друг с другом сероцветными гидрослюдистыми аргиллитами, кварцево-полевошпатовыми глинистыми алевролитами и песчаниками. Мощность толщи достигает 175 м.

5. Верхняя песчаниковая толща представлена пестроцветными кварцево-полевошпатовыми глинистыми песчаниками с прослоями пестроцветных алевролитов и аргиллитов. Мощность толщи до 135 м.

6. Верхняя толща переслаивания представлена чередующимися друг с другом сероцветными гидрослюдистыми аргиллитами, кварцево-полевошпатовыми глинистыми алевролитами и песчаниками. Мощность толщи достигает 170 м.

Согласно унифицированной стратиграфической схеме девона и додевона 1951 г., три нижние толщи относятся к нижебавлинской свите, а три верхние — к верхнебавлинской. Эти свиты отделены друг от друга региональным перерывом в осадконакоплении, что было впервые убедительно доказано К. Р. Тимергазиным.

По представлениям Л. Ф. Солонцова [10], нижняя песчаниковая и терригенно-доломитовая толщи имеют рифейский возраст, а все вышележащие бавлинские толщи — нижекембрийский.

Указанное выше шестичленное строение бавлинских отложений наблюдается лишь в районах с наибольшим погружением кристаллического фундамента. По подъему же последнего в сторону так называемого Татарского свода¹ кристаллического фундамента происходит последовательное выпадение из разреза нижних толщ рассматриваемых образований вплоть до полного их выклинивания. С другой стороны, местами наблюдается глубокий размыв верхней части бавлинских отложений, причем в различных районах различной амплитуды. Так, на Бавлинской площади в одних разрезах полностью смыта лишь верхняя толща переслаивания, в других — и нижележащая верхнепесчаниковая. На Калтасинской площади верхнебавлинская свита представлена лишь одной нижней толщей переслаивания. В районе же Боровки установлено отсутствие всей верхнебавлинской свиты и лишь в наиболее восточных разрезах Башкирии — в районе Ст. Петрово, Копей-Кубово, Балтаево — зафиксировано присутствие в составе верхнебавлинской свиты всех ее толщ. Далее на восток бавлинские отложения платформенной Башкирии через аналогичные отложения Предуралья прогиба увязываются в единое целое с ашинской и инзерской сериями горной Башкирии. Это обстоятельство, а также весьма сходное фацимальное выражение бавлинских и инзерско-ашинских отложений и позволили нам в 1954 г. [10] рекомендовать расчленение додевонских отложений Урало-Волжской области по схеме расчленения древних толщ западного склона Урала. О соотношении местной схемы стратиграфического расчленения так называемой бавлинской свиты и предлагаемой региональной схемы расчленения додевонских отложений Урало-Волжской области и прилегающих территорий можно судить по рис. 7.

Перейдем теперь к результатам минералогического изучения рассматриваемых отложений. В соответствии с принятой нами мето-

¹ В додевонское время Татарский свод кристаллического фундамента был вместе с Токмовским и Самаролукским сводами и разделяющими их прогибами единым массивом (Центральным). (Примечание Л. Ф. Солонцова.)

дикой [1], исследованию подвергались две фракции: мелкопесчаная (0,25—0,1 мм) и алевроитовая (0,1—0,01 мм). Количественный подсчет содержания тяжелых и легких минералов во фракции 0,25—0,01 мм производился методом средневзвешенного. При этом процентное содержание терригенных минералов вычислялось отдельно от аутигенных. Всего таким путем авторами настоящей статьи было изучено 190 образцов из 12 разрезов додевонских отложений (у дд. Боровка, Ардатовка, Ст. Петрово, Бавлы, Сараево, Давлеканово, Елатминка, Тастуба, Бураево, Балтаево, Копей-Кубово и Орьебаш). Наряду с этим были использованы данные Г. Л. Миропольской по скважине у д. Бавлы [5] и Е. Т. Герасимовой по скважине у д. Туймазы.

В результате проведенных исследований установлено, что тяжелые фракции в додевонских образованиях составляют обычно 0,2—0,4% (по весу). Повышенное содержание их (в среднем 1,3%) отмечается лишь в верхней песчаниковой толще. При этом по некоторым толщам намечается повышенное содержание тяжелых терригенных минералов среди додевонских образований наиболее западных районов рассматриваемой области и пониженное — в ее центральных и восточных районах.

Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных тяжелых и легких минералов, принимающих участие в сложении песчано-алевритовой части додевонских образований.

МИНЕРАЛЫ ЛЕГКОЙ ФРАКЦИИ

Кварц принадлежит к числу основных терригенных компонентов додевонских пород. Зерна его округло-угловатые, бесцветные, нередко с поверхности частично или полностью покрыты пленкой гидроокиси железа. В значительном количестве присутствуют зерна, содержащие различные минеральные включения (магнетит, пирит, турмалин, анатаз, рутил, слюды, апатит и др.). Отмечаются зерна с волнистым погасанием. В средней песчаниковой толще местами встречаются ясно ограненные регенерированные обломки кварца (у дд. Балтаево, Копей-Кубово и др.). Регенерированными являются наиболее важные грани зерен кварца — призмы (10 $\bar{1}$ 0) и ромбоэдра (10 $\bar{1}$ 1 и 01 $\bar{1}$ 1). Наряду с кварцем, в большом количестве среди легких фракций присутствуют и обломки кварцитов. Повышенное содержание их отмечается в нижней и средней песчаниковых толщах.

Полевые шпаты также принадлежат к числу главных терригенных компонентов додевонских отложений. Наибольшее развитие они имеют в верхнебавлинской свите и терригенно-доломитовой толще, а наименьшее — в нижней и средней песчаниковых толщах. Представлены полевые шпаты как плагиоклазами, так и калиевыми разновидностями (ортоклаз и микроклин). Полевые шпаты часто серецитизированы, каолинизированы и т. п.

В легких фракциях в ряде случаев в значительных количествах присутствуют измененный биотит, мусковит, хлорит и кремень. В единичных зернах встречаются халцедон, опал, глауконит.

МИНЕРАЛЫ ТЯЖЕЛОЙ ФРАКЦИИ

Черные рудные относятся к числу руководящих минералов. Содержание их в тяжелой фракции нередко достигает 70—80% и более. Наибольшее распространение среди черных рудных минералов имеют магнетит, титаномагнетит и ильменит. Первый из них встречается обычно в виде округлых, пластинчатых, реже октаэдрических

зерен. Последние обладают угловато-округлыми, неправильными формами. Зерна магнетита нередко с поверхности частично изменены в гидрогетит, а ильменита — в лейкоксен.

Гранат встречается в виде бесцветных, реже слабо розовых (альмандин) остроугольных зерен, имеющих черепитчатый, ступенчатый характер поверхности. Много зерен сильно разрушенных, с явными следами раздробленности и псевдодвупреломлением. Нередко наблюдаются зерна, содержащие массу посторонних минеральных включений (пирит, магнетит, рутил и др.) и пузырьков воздуха. Гранат относится к числу руководящих минералов. В значительных количествах он присутствует в верхнебавлинских отложениях, особенно в их нижней части (в среднем 30,6%) и почти полностью отсутствует в нижнебавлинских (обычно 1—2%).

Слюды почти постоянно присутствуют в тяжелых фракциях. Содержание их колеблется обычно в пределах 5—15%, однако в ряде случаев (особенно в терригенно-доломитовой толще) они составляют более половины всей тяжелой фракции. Наибольшим распространением среди слюд пользуется биотит; в значительных количествах присутствует и мусковит.

Биотит, как правило, в той или иной степени хлоритизирован. Хлоритизация сопровождалась изменением окраски до светлозеленой, потерей плеохроизма и упругости, снижением показателя преломления (до 1,60—1,61). При этом в листочках биотита выделялись различные минеральные новообразования, в большинстве своем — железистые минералы. В зависимости от условий среды выделение железа происходило или в виде окислов (магнетита, гематита) и гидроокислов, или же — пирита. Изменение биотита сопровождалось в ряде случаев образованием кристаллов и агрегатов рутила, анатаза и др. Интенсивность хлоритизации листочков биотита неравномерная. В значительных количествах наблюдаются обесцвеченные зерна биотита (измененные до мусковита и гидромусковита). Редко отмечаются чистые, интенсивно плеохроирующие листочки биотита с показателем преломления у наиболее яркоокрашенных разностей до 1,64.

Мусковит. Наряду с чистыми разностями мусковита наблюдаются многочисленные переходы его к биотиту и хлориту. В мусковите в значительном количестве присутствуют различные минеральные точечные включения и выделения окислов железа, концентрирующиеся часто по периферии листочков.

Хлорит. Чистые листочки его (типа пеннина и клинохлора) редки. Чаще он неравномерно окрашен, содержит многочисленные минеральные включения (обычно окисные и закисные соединения железа).

Рутил встречается в виде призматических, пирамидальных, нередко сильно окатанных зерен. Обычно он в значительной степени изменен. В породах нижней и верхней толщ переслаивания среднее содержание его составляет 8—11%. Для других толщ он менее характерен. Наряду с терригенными зернами, в небольшом количестве присутствуют, видимо, и вторичные кристаллы рутила, образовавшиеся, в частности, в процессе разрушения биотита.

Анализ наиболее характерен для средней песчаниковой толщи. Содержание его здесь составляет в среднем 18,7%. Встречается он обычно в виде таблитчатых, пирамидальных и призматических зерен. Чистые зерна его редки; чаще они в той или иной степени разрушены и сильно загрязнены продуктами распада. Незначительное распространение имеют, видимо, и вторичные кристаллы и агрегаты анатаза, образовавшиеся в результате разрушения биотита и ильменита.

Турмалин встречается в виде неправильных, призматических и округлых обломков. Преобладают бурые и зеленовато-бурые его разности. В значительном количестве присутствует индиголит и редко — розовые разности. Наиболее характерен он для нижней песчаниковой толщи. Содержание его здесь иногда достигает 25—30% и более.

Минералы группы эпидот-цоизита имеют незначительное распространение. Чаще они отсутствуют или же наблюдаются лишь в единичных зернах. Однако в ряде прослоев верхней песчаниковой толщи и верхней толщи переслаивания эти минералы относятся к числу ведущих. Среднее содержание их здесь составляет 4—6%, местами достигает 60—70%. Представлены они как эпидотом, так и цоизитом и клиноцоизитом. Форма их зерен обычно угловато-округлая, окраска — от бесцветной до яркозеленой.

Барит обычно отсутствует или же встречается в единичных зернах. В некоторых же прослоях (очень редко) содержание его в тяжелых фракциях достигает 15—20% и более. Встречается он в виде неправильных зерен с показателем преломления 1,648—1,636, снижающимся иногда до 1,630 (стронцистые разности). Зерна его прозрачные, бесцветные или же слегка желтоватые и буроватые. Некоторые из них сильно обогащены железистыми и черными точечными включениями.

Пирит имеет синдиagenетическое и частично, видимо, обломочное происхождение. В значительном количестве он присутствует в нижней и верхней толщах переслаивания, где составляет в среднем 20—30% тяжелых фракций (по весу). В нижнебавлинских отложениях содержание его значительно снижается (до 6—7%). Встречается пирит в виде кубических, октаэдрических округленных зерен и шарообразных и неправильных агрегатов.

Гидрогетит относится к числу эпигенетических образований. Наиболее характерен он для терригенно-доломитовой толщи. Среднее содержание его здесь составляет 14,6%, а местами достигает 27—33%, редко более. Встречается гидрогетит в виде неправильных угловатых и округлых зерен. В ряде случаев наблюдаются частично перешедшие в гидрогетит зерна магнетита и пирита.

В качестве аксессуарных минералов среди тяжелых фракций присутствуют: титанит, амфиболы (обычно обыкновенная роговая обманка), ставролит, пироксены, хромошпинелиды, целестин, апатит, корунд, дистен, силлиманит, хлоритоид, брукит, флюорит, глауконит.

Ниже следует минералогическая характеристика каждой из толщ, выделенных в разрезе додевонских образований Урало-Волжской области.

1. Нижняя песчаниковая толща. Нам удалось изучить разрезы этой толщи у дд. Бавлы и Ст. Петрово (рис. 1). Характерным для нее является повышенное содержание циркона и турмалина (особенно в разрезе у д. Ст. Петрово) и почти полное отсутствие граната и эпидот-цоизита. В значительном количестве в толще присутствуют также черные рудные минералы. У д. Бавлы содержание их в тяжелой фракции составляет в среднем 48,5% и у д. Ст. Петрово — 32,3%. Легкие фракции представлены в основном кварцем, кварцитом и полевыми шпатами. Содержание последних в толще сравнительно низкое (особенно у д. Бавлы — 17,6%).

2. Терригенно-доломитовая толща (миньярская свита). Нами изучено три разреза этой толщи — у дд. Бавлы, Ст. Петрово и Орьебаш (рис. 2). К ведущим тяжелым минералам здесь принадлежат черные рудные, слюды, гидрогетит и циркон. В меньших количествах — турмалин, рутил, анатаз, гранат, эпидот. Характерным для

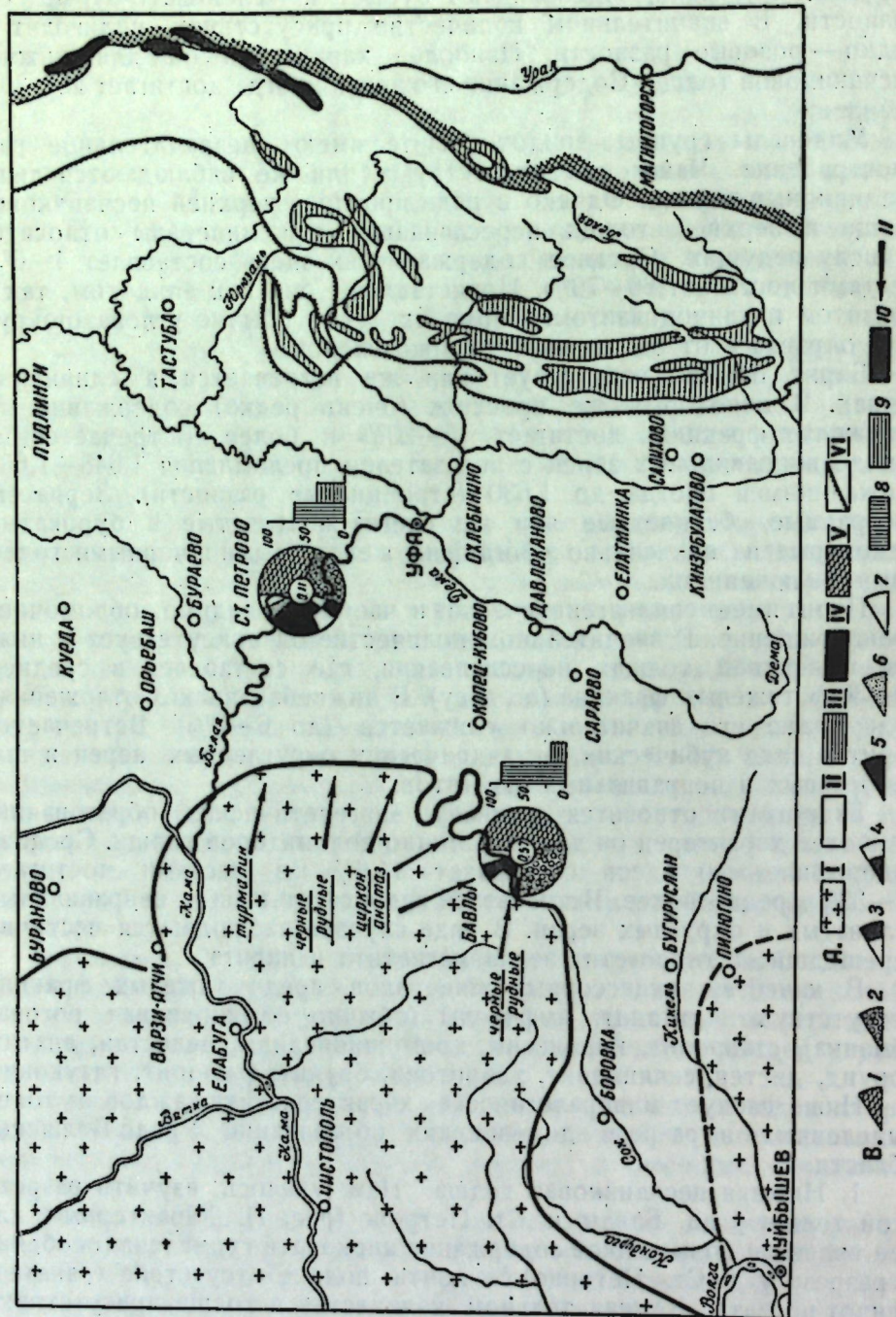


Рис. 1. Схема изменения минералогического состава пород нижней песчаной толщи в пределах Урало-Волжской области.

А. Общегеологические обозначения: I, II, III, IV, V, VI — условные обозначения те же, что на рис. 1. В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций: 1 — черные руды; 2 — циркон; 3 — гранат; 4 — эпидот-цонзит; 5 — рутил; 6 — анатаз; 7 — турмалин; 8 — слюды; 9 — прочие; 10 — кварц; 11 — полевые шпаты; 12 — слюды; 13 — основное направление сноса терригенного материала; цифры в центре круга — выход тяжелых терригенных минералов в %.

В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций: 1 — черные руды; 2 — циркон; 3 — рутил; 4 — анатаз; 5 — турмалин; 6 — слюды; 7 — прочие; 8 — кварц; 9 — полевые шпаты; 10 — слюды; 11 — основное направление сноса терригенного материала; цифры в центре круга — выход тяжелых терригенных минералов в %.

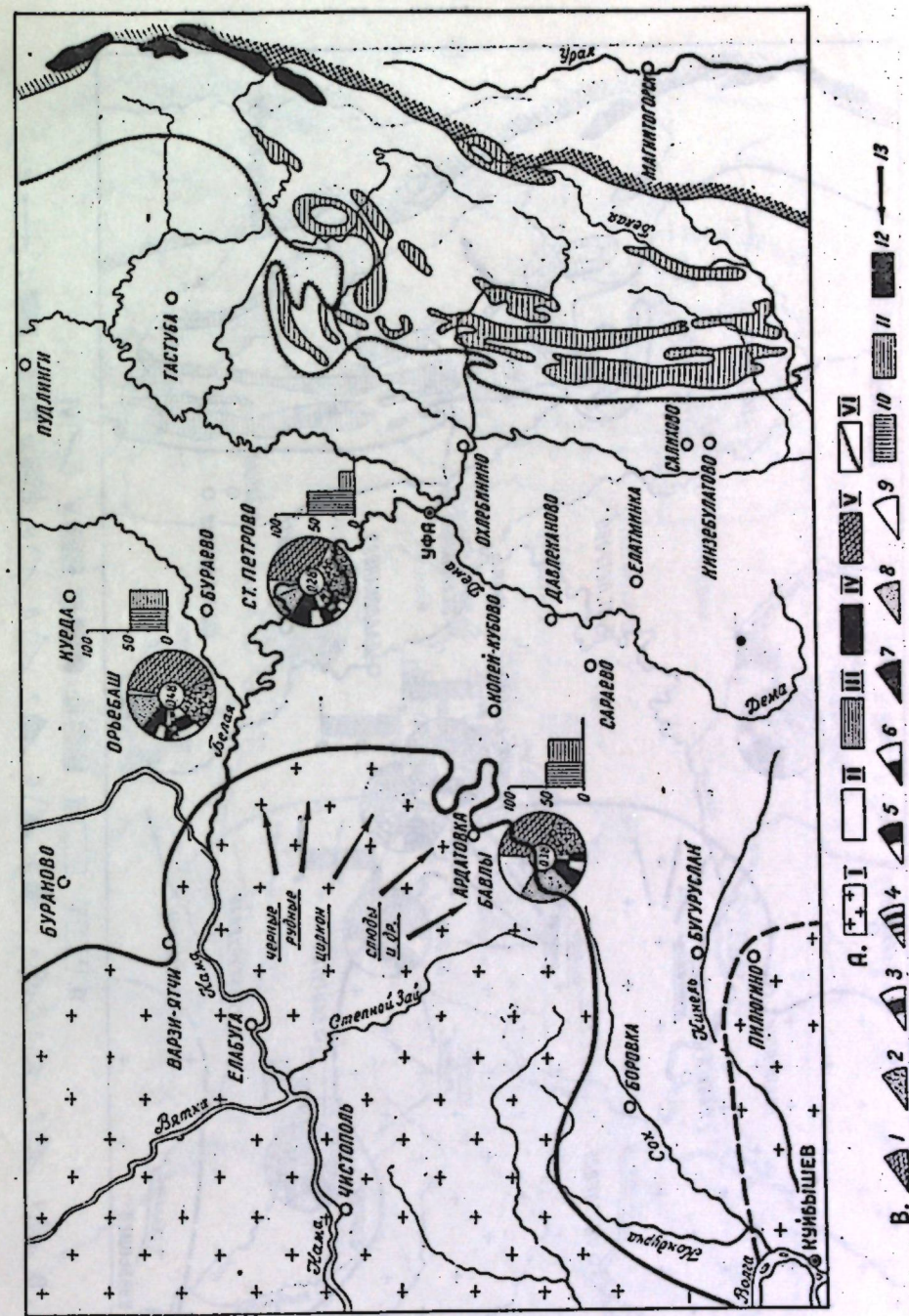


Рис. 2. Схема изменения минералогического состава пород терригенно-доломитовой толщи (миньярской свиты) в пределах Урало-Волжской области.

А. Общегеологические обозначения: I, II, III, IV, V, VI — условные обозначения те же, что на рис. 1. В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций: 1 — черные руды; 2 — циркон; 3 — гранат; 4 — эпидот-цонзит; 5 — рутил; 6 — анатаз; 7 — турмалин; 8 — слюды; 9 — прочие; 10 — кварц; 11 — полевые шпаты; 12 — слюды; 13 — основное направление сноса терригенного материала; цифры в центре круга — выход тяжелых терригенных минералов в %.

В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций: 1 — черные руды; 2 — циркон; 3 — гранат; 4 — эпидот-цонзит; 5 — рутил; 6 — анатаз; 7 — турмалин; 8 — слюды; 9 — прочие; 10 — кварц; 11 — полевые шпаты; 12 — слюды; 13 — основное направление сноса терригенного материала; цифры в центре круга — выход тяжелых терригенных минералов в %.

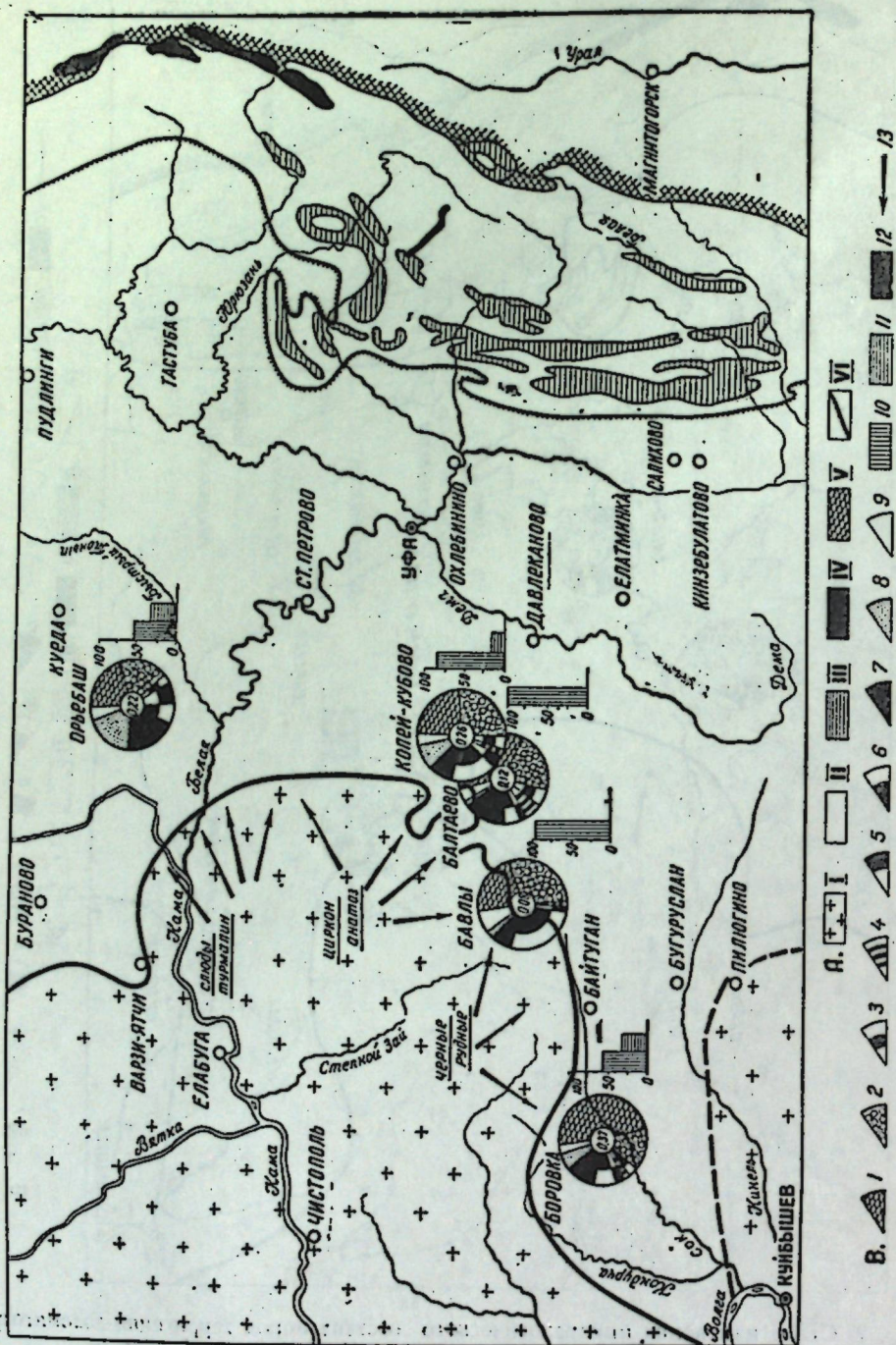


Рис. 3. Схема изменения минералогического состава пород средней песчанниковой толщи (урукской свиты) в пределах Урало-Волжской области.

А. Общегеологические обозначения. I, II, III, IV, V, VI — условные обозначения те же, что на рис. 1.
В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

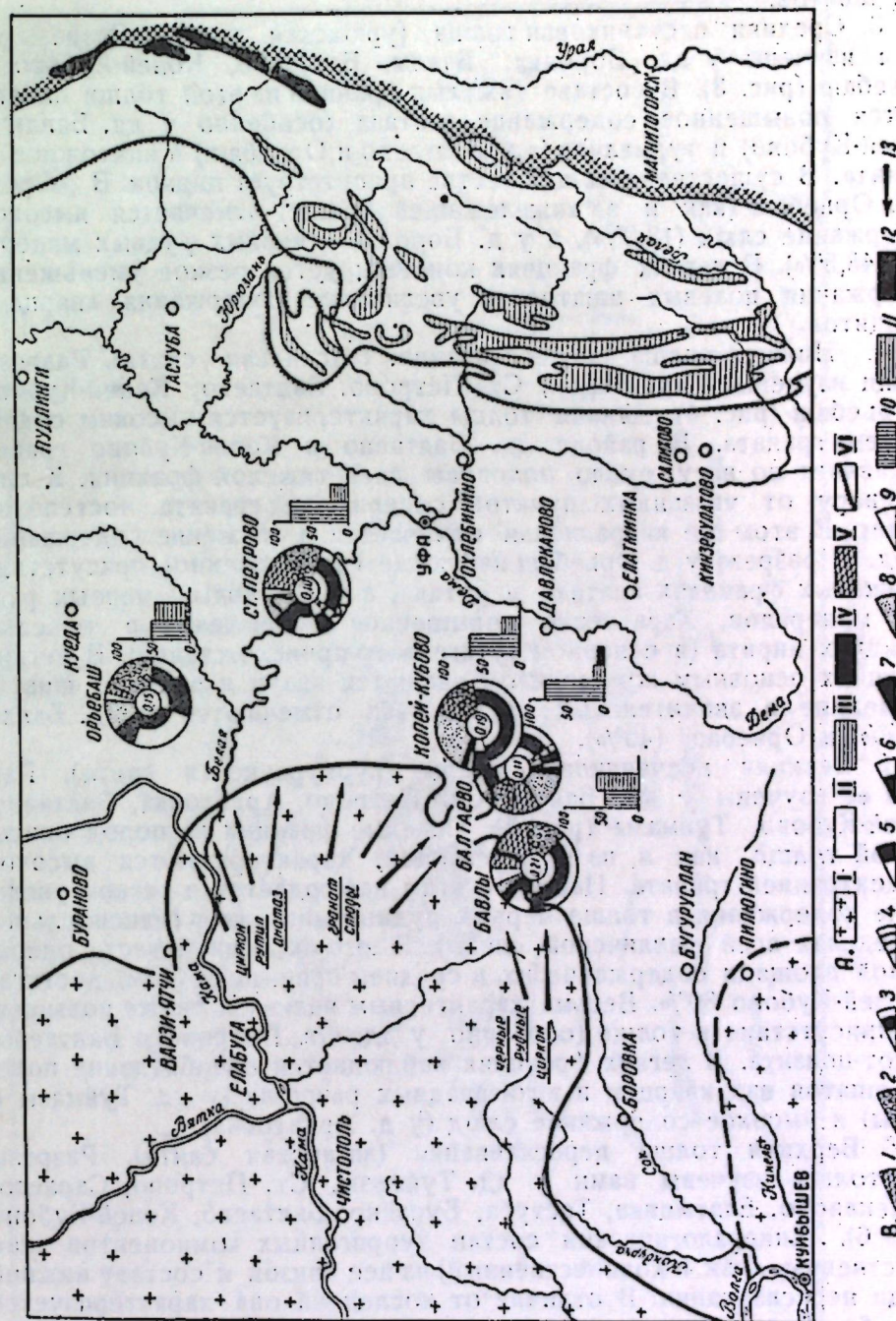


Рис. 4. Схема изменения минералогического состава пород нижней толщи переслаивания (бассинской свиты) в пределах Урало-Волжской области.

А. Общегеологические обозначения. I, II, III, IV, V, VI — условные обозначения те же, что на рис. 1.
В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

толщи является повышенное содержание слюды и гидрогетита и незначительное — граната. В легких фракциях отмечается повышенное содержание (по сравнению с выше- и нижележащими толщами) полевых шпатов.

3. Средняя песчаниковая толща (урюкская свита). Разрезы ее нами изучены у дд. Боровка, Бавлы, Балтаево, Копей-Кубово и Орьебаш (рис. 3). В составе тяжелых фракций из этой толщи наблюдается повышенное содержание анатаза (особенно у дд. Бавлы и Копей-Кубово) и турмалина (дд. Балтаево и Орьебаш) и ничтожное — граната. В существенном количестве присутствует циркон. В разрезе у д. Орьебаш (как и в нижележащей толще) отмечается высокое содержание слюд (18,2%), а у д. Боровка — черных рудных минералов (48,5%). В легких фракциях констатируется резкое уменьшение содержания полевых шпатов и увеличение содержания кварца и кварцитов.

4. Нижняя толща переслаивания (басинская свита). Разрезы толщи изучены у дд. Бавлы, Ст. Петрово, Балтаево, Копей-Кубово и Орьебаш (рис. 4). Данная толща характеризуется высоким содержанием граната. В районе дд. Балтаево и Копей-Кубово гранат составляет по весу около половины всей тяжелой фракции. К югу и северу от указанных пунктов содержание граната постепенно падает. В этом же направлении отмечается и снижение содержания слюд. В разрезе у д. Орьебаш наблюдается повышенное присутствие в тяжелых фракциях анатаза и рутила, а у д. Бавлы — черных рудных минералов. Характерно повышенное содержание в тяжелых фракциях пирита (в основном аутигенного происхождения). В легких фракциях основным компонентом являются кварц и полевые шпаты. Последние в значительных количествах отмечаются у дд. Бавлы (56,5%) и Орьебаш (40%).

5. Верхняя песчаниковая толща (куркураукская свита). Разрезы ее изучены у дд. Бавлы, Ст. Петрово, Ардатовка, Балтаево, Копей-Кубово, Туймазы (рис. 5). Тяжелые фракции из пород описываемой толщи, как и из нижележащей, характеризуются высокой концентрацией граната. Наряду с этим наблюдается и резкое увеличение содержания в толще черных рудных минералов (максимальное в пределах всей бавлинской свиты). В юго-восточной части описываемой площади содержание их в среднем превышает 50%, достигая у Копей-Кубово 80%. Весьма характерным является также повышенное присутствие в толще (особенно у дд. Ст. Петрово и Балтаево) эпидот-дионита. В легких фракциях наблюдается преобладание полевых шпатов над кварцем в юго-западных разрезах (у дд. Туймазы и Бавлы) и высокое содержание слюд (у д. Ардатовка).

6. Верхняя толща переслаивания (зиганская свита). Разрезы этой толщи изучены нами у дд. Туймазы, Ст. Петрово, Сараево, Давлеканово, Елатминка, Тастуба, Бураево, Балтаево, Копей-Кубово (рис. 6). Минералогический состав терригенных компонентов (как качественный, так и количественный) из нее близок к составу нижней толщи переслаивания. В отличие от последней она характеризуется лишь более высоким содержанием эпидот-цоизита, слюд и пирита и несколько меньшим — граната и анатаза. Максимальная концентрация граната в тяжелых фракциях из этой толщи отмечается в центральных разрезах (особенно у дд. Копей-Кубово, Ст. Петрово), анатаза и рутила — в северных и черных рудных — в южных. Кроме того, у дд. Балтаево и Орьбаш устанавливается повышенное содержание эпидот-цоизита. В легких фракциях отмечается особенно значительное содержание полевых шпатов в районе дд. Туймазы и Ст. Петрово.

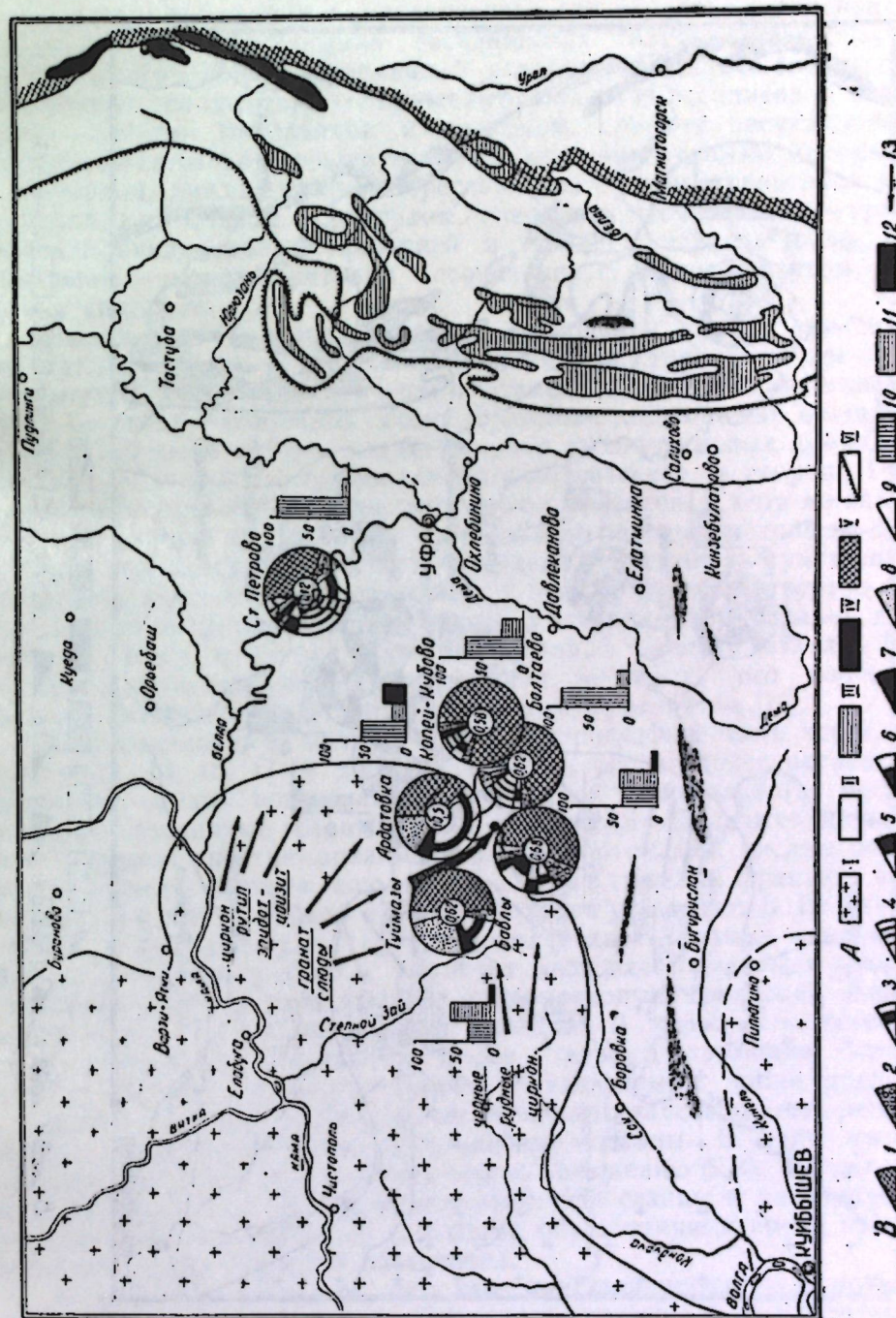


Рис. 5. Схема изменения минералогического состава пород верхней песчаниковой толщи (куркураукской свиты) в пределах Урало-Волжской области.

А. Общегеологические обозначения. I, II, III, IV, V, VI — условные обозначения те же, что на рис. 1.
В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

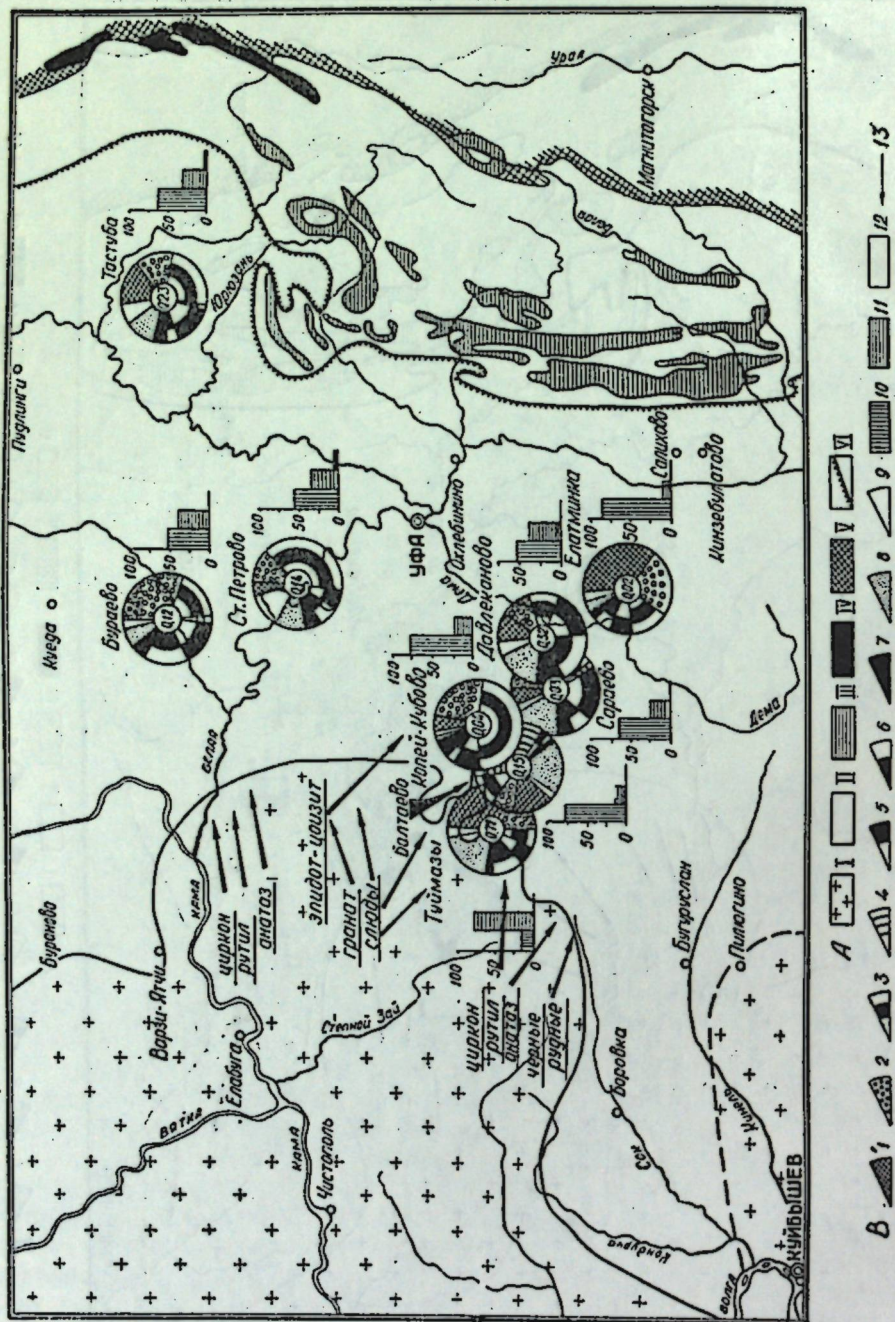


Рис. 6. Схема изменения минералогического состава пород верхней толщи переслаивания (зиганской свиты) в пределах Урало-Волжской области.

А. Общегеологические обозначения. I, II, III, IV, V, VI — условные обозначения те же, что на рис. 1.
В. Минералогический состав тяжелой и легкой фракций. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

Как видно из вышеизложенного, минералогический состав тяжелых и легких фракций додевонских отложений во времени существенно меняется. Приведенные данные позволяют наметить определенные минералогические коррелятивы для отдельных додевонских толщ (см. рис. 7). Нижняя песчаниковая толща характеризуется турмалин-цирконовой ассоциацией с черными рудными минералами, терригенно-доломитовая — гидрогетит-слюдистой ассоциацией с черными рудными минералами и цирконом, средняя песчаниковая — турмалин-анатазовой концентрацией с черными рудными минералами и цирконом, нижняя переслаивания — пирит-гранатовая ассоциация с анатазом и рутилом, верхняя песчаниковая — гранат-магнетит-эпидотовой ассоциацией и, наконец, верхняя толща переслаивания — гранат-пиритовой ассоциацией с эпидот-цоизитом, рутилом и анатазом.

Выделенные минералогические ассоциации более или менее выдерживаются в разрезах на больших расстояниях и тем самым в известной степени подтверждают самостоятельное стратиграфическое значение выделенных выше в составе додевонских отложений толщ. При этом следует отметить, что выход тяжелых фракций на восток от Центрального кристаллического массива, в сторону Предуральского прогиба, в целом несколько снижается. В этом же направлении в составе додевонских отложений по некоторым толщам отмечается уменьшение количества полевых шпатов и уменьшение крупности кластического материала. Все это свидетельствует о том, что основной питающей провинцией в период формирования додевонских толщ в пределах рассматриваемой площади являлся Центральный кристаллический массив и в частности его восточная часть — Татарский свод кристаллического фундамента [19].

Проведенными в последние годы петрографическими исследованиями [11, 13, 15, 17 и др.] установлено, что наиболее распространенными среди кристаллических пород Центрального массива являются различные гранито-гнейсы и мигматиты. В сложении последних основное участие принимают кварц, ортоклазы, кислые плагиоклазы, в ряде случаев слюды. В составе тяжелых фракций, выделенных из гранито-гнейсов и мигматитов, как указывают В. П. Флоренский и Т. А. Лапинская [15, 16], наиболее характерными минералами являются биотит, апатит и магнетит (для плагиоклазовых гранито-гнейсов), циркон, гранат (для микроклиновых гранитов), биотит, гранат (для биотито-гранатовых гнейсов). В меньших количествах в этих породах отмечаются также титанит, турмалин, эпидот, хлорит, гематит и пирит. Наряду с указанными выше породами в пределах Центрального кристаллического массива имеют развитие также кварцито-песчаники и различные сланцы. В ряде пунктов описаны выходы магматических пород. По мнению В. П. Флоренского и Т. А. Лапинской [13, 18], метаморфические сланцы и магматические породы являются наиболее молодыми образованиями среди кристаллических пород Русской платформы.

К наиболее молодым породам кристаллического фундамента относятся также кварциты. Последние описаны Б. А. Успенским в ряде пунктов Татарского свода. С. И. Новожиловой и Л. З. Егоровой указывается наличие кварцитов в составе кристаллического фундамента в разрезах Байтугана и Покровки. В. П. Флоренским и Т. А. Лапинской [13] песчаники с повышенным содержанием турмалина отмечены в пределах Чеканской площади.

При изучении додевонских отложений отмечается определенная унаследованность их минералогического состава от минералогического состава пород кристаллического фундамента.

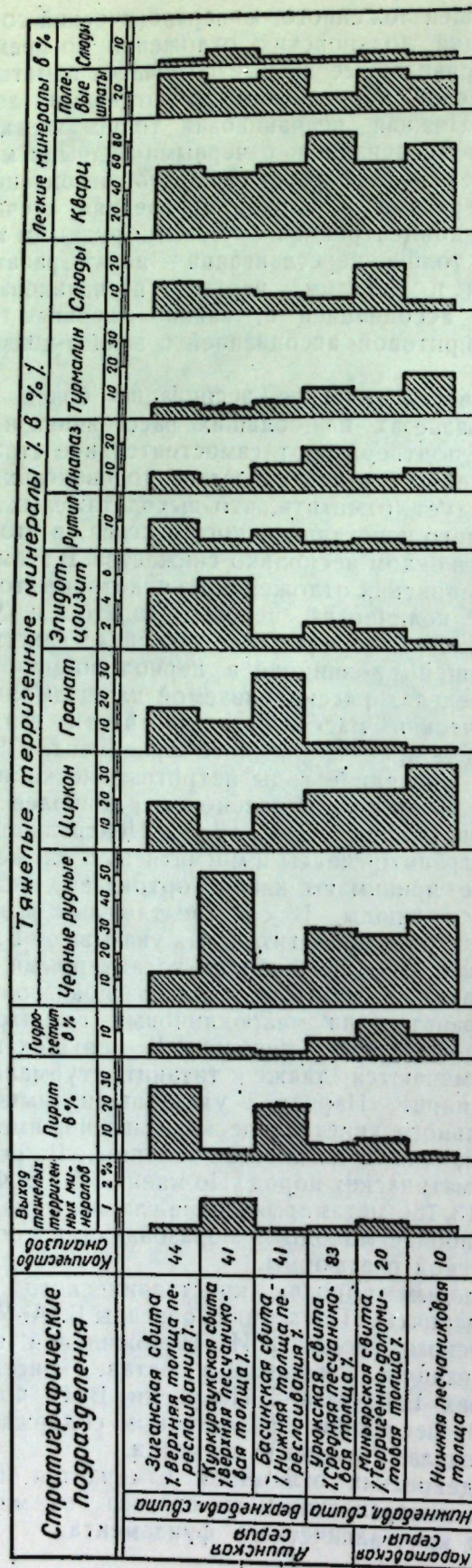


Рис. 7. График изменения содержания тяжелых и легких минералов по разрезу доломитских отложений.

Когда формировалась нижняя песчаниковая толща, то со стороны кристаллического массива происходил повышенный принос черных рудных минералов, циркона, турмалина, в меньшей мере — рутила, анатаза, слюд. Из легких минералов в наибольших количествах поступал кварц и кварциты, в меньших — полевые шпаты. Формирование этой толщи, вероятно, шло за счет разрушения, в основном, различных кварцитов, в меньшей степени — биотитовых гнейсов.

В процессе накопления терригенно-доломитовой толщи вместе с черными рудными минералами и цирконом в значительном количестве приносятся и слюды. Вполне определенно намечается принос эпидота. В составе поступающих легких минералов, вместе с кварцем и кварцитами, существенную роль начинают играть и полевые шпаты. Повидимому, в это время, кроме разрушения кварцитов, местами в значительной степени происходило разрушение гранито-гнейсов и отчасти эпидотсодержащих пород.

Во время отложения средней песчаниковой толщи, наряду с черными рудными минералами и цирконом, наблюдается значительный принос анатаза, несколько меньший — турмалина, местами усиливается принос эпидота. Из легких минералов, как и в момент отложения нижней песчаниковой толщи, в значительных количествах поступали кварц и кварциты и в меньших — полевые шпаты. В это время в основном, видимо, происходило разрушение различных кварцитов. Преимущественно кварцевый и полевошпатово-кварцевый (преобладание кварца над полевым шпатом) состав песчаниковых толщ нижнебавлинской свиты, вероятно, объясняется, с одной стороны, преимущественно кварцитовым составом материнских пород, с другой стороны, многократным перемывом обломочного материала водными потоками. Определенную роль в составе поверхностных образований фундамента играли в это время и гранито-гнейсы, особенно биотитовые их разновидности. В южной части Центрального кристаллического массива, очевидно, наиболее интенсивно разрушались магнетитосодержащие кварциты (с юга намечается повышенный принос черных рудных минералов и обломков кварцита). Местами в это время были выведены на поверхность также и различные эпидотсодержащие породы. Отметим, что снос терригенного материала в районы Куйбышевского Поволжья с юга для нижнебавлинского времени впервые был показан З. А. Кондратьевой (1951 г.).

Поверхностные образования фундамента к началу отложения верхнебавлинской свиты приобрели несколько иной петрографический состав. В результате глубокой эрозии, имевшей место во время формирования нижнебавлинской свиты и в период наступившего затем длительного континентального перерыва, наиболее молодые образования (в частности кварциты) на большей части территории были смыты.

Накопление терригенных осадков нижней толщи переслаивания в значительной степени происходит уже за счет продуктов разрушения более глубоких горизонтов Центрального кристаллического массива, представленных преимущественно гранатовыми и слюдисто-гранатовыми гнейсами. Об этом свидетельствует высокое содержание в нижней толще переслаивания граната, полевых шпатов, местами слюд. В северной части указанного выше массива наибольшее разрушение, надо полагать, испытывали породы с повышенным содержанием рутила, анатаза, циркона и турмалина. Из южной — попрежнему наблюдается повышенное поступление черных рудных минералов. Незначительное разрушение испытывали и эпидотсодержащие породы.

Во время формирования верхней песчаниковой толщи основным источником терригенного материала продолжают служить гранатовые и гранато-слудистые гнейсы. В значительной степени имел место, вероятно, и размыв магнетитовых кварцитов. На это указывают

высокое содержание в данной толще (по сравнению с другими), особенно в южных районах рассматриваемой площади, черных рудных минералов и обнаружения К. Р. Тимергазиным в верхней песчанниковой толще в районе с. Ардатовка обломков магнетитовых кварцитов типа джеспилитов. Заметно усиливается и разрушение эпидотсодержащих пород.

В период накопления верхней толщи пересланвания основным поставщиком обломочного материала попрежнему являлись гранатые и гранато-слюдистые гнейсы. Местами происходило интенсивное разрушение эпидотсодержащих пород и магнетитовых кварцитов.

Из изложенного видно, что состав питающей провинции к началу отложений верхнебавлинских осадков существенно изменился. Как показывает характер обломочного материала, наиболее сильное разрушение в верхнебавлинское время испытывали различные породы гранито-гнейсовой серии (в особенности гранатые и гранато-слюдистые их разновидности). Кварциты, служившие одним из основных поставщиков обломочного материала в момент формирования нижнебавлинских отложений, в верхнебавлинское время имели меньшее распространение. Более значительное разрушение испытывали и эпидотсодержащие породы.

Суммируя все приведенные наблюдения за поведением во времени и пространстве терригенных компонентов додевонских образований, следует подчеркнуть ряд основных моментов.

1. В составе выделенных из додевонских отложений тяжелых фракций наиболее распространенными являются черные рудные минералы, слюды (в основном измененный биотит), гранат, циркон, турмалин, рутил, анатаз и эпидот-цоизит. В легкой фракции присутствуют кварц, кварциты, полевые шпаты. Ассоциация всех этих тяжелых и легких минералов генетически наиболее тесно связана с метаморфическими горными породами (различными гранито-гнейсами, сланцами и кварцитами), принимающими участие в сложении Центрального кристаллического массива. Роль изверженных пород в сложении поверхностного покрова последнего в додевонское время была незначительной. Однако на некоторое участие их в сложении кристаллического массива указывает нередкое присутствие в тяжелых фракциях додевонских отложений единичных, хорошо сохранившихся зерен амфибол, пикотита и т. п.

2. Несмотря на то, что коррелирующие ассоциации минералов в пределах додевонских толщ более или менее выдерживаются в разрезах на большом расстоянии, содержание отдельных минералов, составляющих эти ассоциации, в пространстве нередко колеблется в значительных пределах. Это указывает на то, что петрографический состав пород, слагавших в додевонское время поверхностные образования Центрального кристаллического массива, в пространстве не всегда был выдержан.

3. Ассоциация минералов, характерных для наиболее молодых образований кристаллического фундамента (кварцитов), в додевонских осадочных образованиях наблюдается преимущественно в нижних ее горизонтах. И, наоборот, минеральные ассоциации, типичные для пород более глубоких горизонтов фундамента, характеризуют преимущественно верхние толщи додевонских осадочных образований. Это свидетельствует о том, что, по мере накопления додевонских осадочных образований, размыту на своде кристаллического фундамента подвергались все более и более глубокие его горизонты.

Рассматривая настоящую работу как первую попытку выявить источники сноса терригенного материала в додевонское время и, на основе этого, понять закономерности распределения минеральных

ассоциаций в додевонских осадочных образованиях, авторы не исключают возможности внесения в нее тех или иных корректив на основе нового фактического материала. Тем не менее они надеются, что она может быть полезна в процессе дальнейшего решения вопроса о палеогеографии додевонского времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дистанов У. Г. К вопросу о выборе размерных фракций для минералогических анализов. ДАН, т. 91, № 3, 1953.
2. Кондратьева М. Г., Енгуразов И. И. Девонские отложения Саратовского Поволжья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.
3. Ларионова В. Н. Девонские и силурийские отложения Краснокамско-Полазненской антиклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1949.
4. Ларионова В. Н. и Петренева Н. И. Стратиграфия девона и додевонских отложений Молотовского Прикамья и Удмуртской АССР. Девон Русской платформы. Гостоптехиздат, 1953.
5. Миропольская Г. Л. Некоторые новые данные к изучению литологии бавлинской свиты у д. Бавлы. Изв. КФАН СССР, сер. геол., № 2, 1952.
6. Ожиганов Д. Г. К вопросу об условиях образования древних свит западного склона Башкирского Урала. Уч. записки Баш. пед. ин-та, в. 3, 1951.
7. Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948.
8. Соколова Н. П. и Гмид Л. П. Петрографо-минералогические исследования в Молотовском, Кизеловско-Косвинском и Чусовском районах. Труды Ин-та нефти АН СССР, т. 2, в. 1, 1949.
9. Соколова Н. П. Петрография девонских отложений Молотовского Приуралья и палеогеография времени их образования. Изд. АН СССР, 1952.
10. Солонцов Л. Ф. К вопросу о стратиграфическом расчленении додевонских отложений Урало-Волжской области и смежных территорий. ДАН, т. 95, № 6, 1954.
11. Тимергазин К. Р. Дозейфельские отложения Западной Башкирии. Башкирская нефть, № 1, 1952.
12. Тимергазин К. Р. Доживетские отложения Западной Башкирии. Девон Русской платформы. Гостоптехиздат, 1953.
13. Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Материалы по петрографии архейских пород центральной и восточной частей Русской платформы по результатам глубокого бурения. ДАН, т. 83, № 1, 1952.
14. Флоренский В. П., Князев В. С. Материалы по литологии красноватых пород бавлинской свиты некоторых районов юго-восточной части Татарии и Западной Башкирии и новые данные об условиях их образования. Труды Нефть. ин-та, в. 12, 1952.
15. Флоренский В. П., Лапинская Т. А. Некоторые вопросы петрографии докембрия Русской платформы на примере его изучения в западной части Башкирской АССР. БМОИП, отд. геол., т. 28, в. 6, 1953.
16. Флоренский В. П., Лапинская Т. А. О составе тяжелых фракций докембрийских пород восточной части Русской платформы. ДАН, т. 92, № 3, 1953.
17. Флоренский В. П., Лапинская Т. А. О некоторых вопросах формирования докембрийских пород восточной части Русской платформы. ДАН, т. 95, № 2, 1954.
18. Флоренский В. П., Лапинская Т. А. О возрасте докембрийских пород восточной части Русской платформы. ДАН, т. 97, № 5, 1954.
19. Юсупов Б. М. К истории формирования Татарского свода. ДАН, т. XCV, № 5, 1954.

Л. М. МИРОПОЛЬСКИЙ и Е. Т. ГЕРАСИМОВА

О ГЛАУКОНИТЕ СРЕДИ ОТЛОЖЕНИЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ ДЕВОНА В ТАТАРИИ

1. Для девонских отложений в Татарии одним из характерных элементов, принимавших активное участие в первичном минералообразовании, является железо. В нижней части их, относимой к терригенной формации и сложенной в абсолютно преобладающей массе кластическими породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами и переходными породами между ними, железо образует крупные скопления оолитовых шамозитовых руд, заметные концентрации сидерита и рассеянные выделения пирита.

Оолитовые шамозитовые руды по разрезу терригенной формации прослеживаются в виде ливз разной мощности и протяженности среди отложений всех стратиграфических подразделений. Они установлены в наслоениях нижеживетского, верхнеживетского подъярусов, пашийской и кыновской свит.

Широким распространением пользуются в отложениях терригенной формации также выделения сидерита и пирита. Они наблюдаются в осадках этой формации во всех стратиграфических разделах, но выражены, по сравнению с оолитовыми шамозитовыми рудами, количественно слабее. Сидерит первичный образует в породах конкреционные стяжения, зернистые сегрегации, сферолиты, цементирующую среду обломочных пород и вкрапления обособленных индивидуумов. Пирит первичный дает более мелкие и притом рассеянные выделения, по форме во многом подобные сидериту.

Для всех трех указанных соединений железа в отложениях терригенной формации характерны две особенности: 1) частая совместность в нахождении при преобладании одного из первых двух и 2) неравномерность в развитии по разрезу формации.

Одновременно с этим все указанные соединения железа являются индикаторами, конкретизирующими физико-химическую обстановку осадконакопления для отдельных звеньев формации с точки зрения условий среды, в частности pH и Eh.

Отложения карбонатной формации располагаются выше. К ней относятся осадки саргаевской, доманиковой, мендымской, аскынской свит и фамена. Они представлены преимущественно карбонатными породами — известняками, доломитами, мергелями и породами, переходными между ними. Из соединений железа, относимых к первичной минерализации, в отложениях этой формации здесь известны только глауконит и пирит.

Все указанные соединения железа из обеих формаций были описаны ранее первым из авторов в ряде статей [2, 3, 4, 5]. Из них

глауконит был охарактеризован наиболее схематично [5]. Настоящий очерк имеет целью в какой-то мере восполнить этот пробел.

2. Глауконит среди девонских отложений Татарии был впервые обнаружен вторым из авторов при изучении карбонатной формации. Он был установлен в ряде пунктов Татарии и прилегающих районов Чувашии среди карбонатных пород саргаевской, доманиковой, мендымской и аскынской свит.

Глауконит за пределами Среднего Поволжья был известен среди девонских отложений ранее. Он детально описан М. Ф. Викуловой, Б. Б. Звягиным, И. В. Иогансеном и В. И. Михеевым [1] из воронежских слоев (в известняке „Семилукского лога“) с правого берега Дона. По району „Второго Баку“ о глауконите в отложениях пашийской свиты имеются упоминания у Н. М. Страхова [7].

Согласно приведенным данным, с учетом малого отбора керна из отложений карбонатной формации, глауконит следует рассматривать в качестве одного из характерных минералов для девонских отложений Русской платформы и в первую очередь для карбонатной формации. В дальнейшем, вполне вероятно, он окажется не лишним интереса в качестве дополнительного коррелятива при их стратификации, по крайней мере, для восточной ее части, а также индикатора, уточняющего физико-химическую обстановку среды содержащих его осадков.

3. Среди отложений карбонатной формации в Татарии глауконит имеет широкую распространенность, как отмечено выше, во франском ярусе. Он прослеживается в нем, начиная снизу, в саргаевской свите, а именно: в нижней, реже в средней и верхней частях разреза ее у дд. Верхний Акташ, Акташ, Ново-Никольское, Маврино, Токмак, Покровское, Бехтерево.

У д. Верхний Акташ глауконит отмечается в самой нижней части свиты. Здесь он обнаружен, начиная снизу: 1) в темносером, сильно перекристаллизованном, органогенном известняке с многочисленными остатками брахиопод и другой фауны, 2) в вышележащем сером, среднезернистом, участками перекристаллизованном известняке с тонкими прослойками темносерого мергеля и редкими остатками брахиопод.

У д. Акташ глауконит прослеживается в нижней и средней частях свиты. Здесь он установлен, начиная снизу: 1) в основании свиты среди серого, среднезернистого, сильно перекристаллизованного известняка с остатками брахиопод, 2) в вышележащем сером органогенном, участками брекчиевидном известняке с тонкими прослойками мергеля и многочисленными остатками брахиопод, птеропод и 3) еще выше в сером, среднезернистом перекристаллизованном известняке с многочисленными остатками птеропод, брахиопод и других.

У д. Ново-Никольское глауконит наблюдается в основании свиты среди мелкозернистых, участками тонкозернистых известняков с тонкими прослойками мергеля.

У д. Старое Маврино глауконит встречается в нижней части свиты среди серых органогенных известняков, прослойками глинистых, с многочисленными остатками брахиопод, птеропод и других.

У д. Токмак глауконит наблюдается в нижней половине свиты. Здесь он отмечается, начиная снизу: 1) в основании свиты среди органогенных, участками перекристаллизованных известняков с многочисленными остатками брахиопод, пелеципод и другой фауны, 2) в вышележащем коричневатом, тонкослоистом мергеле, с тонкими прослойками известняка и 3) в налегающем на него тонкозернистом, перекристаллизованном, прослойками брекчиевидном известняке с редкими остатками птеропод.

У дд. Покровское и Бехтерево глауконит встречается в верхних горизонтах свиты среди тонкозернистых известняков, прослойками брекчиевидных и реже органогенных.

Меньшим распространением глауконит пользуется в отложениях мендымской свиты. Он установлен в них у дд. Верхний Акташ, Дербедень, Бехтерево и Уразбахтино.

У д. Верхний Акташ глауконит отмечается в нижних горизонтах: 1) среди серых, тонконаслоенных, частично перекристаллизованных органогенно-детритусовых известняков с остатками брахиопод, гониатитов и других, с тонкими прослойками мергеля и 2) в залегающем выше на 5 м темносером мелкозернистом, частично перекристаллизованном известняке с остатками брахиопод и другой фауны.

К известнякам нижней части свиты приурочивается глауконит у дд. Дербедень, Бехтерево и Уразбахтино.

Среди отложений аскынской и доманиковой свит глауконит прослеживается очень редко. В первых он пока установлен в верхней части разреза у д. Козловка (на востоке Чувашии). Здесь глауконит приурочивается к светлосерым, тонкозернистым, прослойками брекчиевидным известнякам с глинистыми промазками. В доманике он встречен у д. Покровское в основании на границе с саргаевской свитой среди серого, неравнозернистого, перекристаллизованного известняка с неясными остатками фауны.

Из приведенных данных вытекают три вывода:

а) глауконит имеет в карбонатной формации прерывистое развитие, б) более широким распространением он пользуется в отложениях саргаевской свиты,

в) присутствие его в отложениях саргаевской, мендымской и доманиковой свит отмечается большей частью в нижних их половинах, а в аскынской — в верхних частях разреза.

4. Глауконит среди карбонатных пород имеет три основные формы нахождения.

Прежде всего он встречается в виде обособленных зерен, рассеянных внутри пород, притом в разных местах и наслоениях с различной густотой.

Другой формой нахождения глауконита являются выделения его в виде ясных продуктов замещения по ископаемым остаткам, отдельным участкам породы и терригенным компонентам.

Эти две формы нахождения у глауконита наиболее обычны. Реже встречается пигментный, пылеватый глауконит, импрегнирующий в отдельных участках породы в тонкорассеянном состоянии.

Зерна глауконита наблюдаются в породах, как правило, изолированно от ископаемых остатков. По внутреннему строению встречаются зерна двух типов. Одни из них имеют тонкоагрегатное (гранулярное) строение. Они количественно преобладают. Другие же зерна обладают более сложной конструкцией. Внутри они по строению подобны первым, а снаружи покрываются одной, двумя, реже больше зонами — концентрическими чешуйчатой структуры с радиально-чешуйчатой текстурой. По общему облику устройства последняя приближается к оондам. Форма зерен у тех и других обычно овальная, иногда сферическая или угловато-криволинейная со сглаженными, округлыми контурами. Отграниченность зерен в породах всегда резкая, причем поверхность у зерен первого типа в ряде случаев является как бы оглянцеванной. У периферии они иногда имеют трещиноватость. Величина у зерен колеблется в пределах от 0,01 до 0,07 мм. Преобладают зерна с размером около 0,02—0,03 мм.

Глауконит в качестве выделений, получившихся за счет замещения разных составных частей карбонатных пород, имеет более разно-

образное строение. Появление их обязано процессу глауконитизации. Чаще всего эти выделения глауконита приурочиваются к органическим остаткам. У них глауконитизация обычно прослеживается с периферии, причем локально — участками, образуя выступы, обращенные внутрь и на разную глубину, каемки, разорванные на части и располагающиеся параллельно поверхности раковины, в отдельных случаях с приспусканием по каналам. Местами одновременно с этим или совершенно независимо глауконитизация протекает вдоль трещинок внутри ископаемых остатков за счет бокового замещения кальцита. Ход этого процесса очень разнообразный и неравномерный. На шлифах это прослеживается или в виде как бы прерывающихся жилкок, или ясно оформившихся тонких изгибающихся жилкок сложных контуров. В отдельных случаях при одновременной глауконитизации и с периферии и на глубине по ходам органические остатки оказываются глауконитизированными почти нацело или в главной своей массе, оставляя лишь реликты кальцита только в центре, либо в виде разобщенных рассеянных участков на их фоне.

Глауконитизация нередко прослеживается и независимо от органических остатков внутри самой породы, во-первых, путем замещения кальцита и, во-вторых, за счет замещения терригенных компонентов.

Метасоматоз кальцита протекает вдоль трещинок, секущих известняк, по сторонам витиеватых ходов и по зазорам между его зернами. Этот процесс идет неравномерно и притом в одних случаях односторонне, а в других — по разным направлениям от путей миграции растворов. В результате этого получают, с одной стороны, как бы прожилки глауконита, которые местами прерываются, утоньшаются или, наоборот, в отдельных участках раздуваются. С другой стороны, отмечаются сегрегации — локальные агрегатные скопления глауконита, иногда содержащие реликты неглауконитизированного известняка или зерен кальцита.

Местами процесс глауконитизации наблюдается на зернах терригенного материала, в частности на зернах кварца и редко полевых шпатов. Причем замещение их также протекает двояко: с периферии зерен и внутри их вдоль трещинок. При наличии подобия в ходе процесса глауконитизации здесь имеется одна особенность: более слабая его количественная выраженность у кварца и более сильная у полевых шпатов.

Пигментный глауконит находится в известняках рассеянно, в виде мелких вкраплений, с размером $< 0,005$ мм, местами кумулирующихся в агрегатные скопления преимущественно чешуйчатой структуры. Они приурочиваются чаще всего к зазорам между зернами кальцита, слагающего породу, и изредка к внутренним частям органических остатков.

Таким образом, для глауконита в породах карбонатной формации характерны три формы нахождения: 1) зерна, 2) выделения за счет замещения и 3) пигментное рассеянное состояние.

5. Глауконит, независимо от формы нахождения, всегда свежий, имеет зеленую окраску разной густоты и агрегатное строение (гранулярное, чешуйчатое и гранулярно-чешуйчатое).

Удельный вес у зерен глауконита при 15° — около 2,76—2,87. Показатель преломления изменяется от 1,599 до 1,607. В обособленных чешуйках глауконит слегка плеохроитует. Обнаруживается это в едва уловимом изменении оттенков зеленого цвета.

Количественная распространенность глауконита в карбонатных породах слабая. Содержание его в поле шлифа нормального размера под микроскопом определяется единичными рассеянными зернами (максимум до 10) или выражается локально, в отдельных участках,

при глауконитизации различных составных частей известняков. Произведенный детальный седиментационный анализ зерна известняка со сравнительно повышенным содержанием глауконита из основания саргаевской свиты у д. Токмак показал следующие результаты: содержание нерастворимого остатка — 4,8%; гранулометрический состав его: фракции размером 0,25—0,1 мм — 0,23%, 0,1—0,05 мм — 1,39%, 0,05—0,01 мм — 4,14%, $< 0,01$ мм — 94,24%; выход тяжелых минералов из фракции 0,1—0,01 мм — 62,81% и легких — 37,19%. При этом легкие минералы из указанной фракции оказались состоящими на 99% из глауконита. Единичные зерна его были установлены также и среди тяжелых минералов. Кроме этого, глауконит был обнаружен и среди глинистой фракции при просмотре ее под микроскопом. Произведенные подобные же анализы из других известняков показали еще меньшую распространенность глауконита, притом также в основном приуроченную к гранулометрическим фракциям алевроитовой размерности.

Дать химическую и термографическую характеристику глауконита авторы были лишены возможности из-за недостатка надлежащего однородно представленного материала.

6. Образование глауконита среди осадочных пород разного возраста в литературе рассматривается различно. Исчерпывающая сводка высказанных взглядов по этому вопросу и разбор их даны Л. Н. Формозовой [9] при описании глауконитовых песков из отложений датского яруса и палеогена у урочища Кызыл-Сай Актюбинской области Казахстана. Все известные точки зрения на происхождение глауконита с учетом разнообразных вариантов и отклонений сводятся ею к трем теориям: 1) биохемогенному образованию глауконита, 2) диагенетическому, путем замещения терригенных минералов и 3) хемогенному осаждению из растворов. В отечественной литературе большинство исследователей глауконита в отношении его происхождения придерживается двух последних теорий. При этом они относятся главным образом к глаукониту, приуроченному к кластическим осадкам и опокам.

Вышеприведенные данные по глаукониту в девонских отложениях Татарии не дают пока достаточных оснований к тому, чтобы обоснованно решить его генезис. По ним можно высказать лишь некоторые отдельные положения, которые, нам кажется, заслуживают внимания.

1. Глауконит в карбонатной формации Татарии повсюду наблюдается в карбонатных породах, преимущественно известняках, содержащих морские органические остатки — брахиоподы, птероподы, остракоды и другие. Это обстоятельство указывает, с одной стороны, на морское их происхождение, связанное, видимо, со сравнительно небольшими глубинами, и, с другой стороны, на нормальную соленость морских вод, вполне приемлемую для развития довольно обильной морской макрофауны и реже микрофауны.

2. Нахождение глауконита в карбонатных породах среди разных стратиграфических горизонтов и притом в идентичных формах свидетельствует о прерывистости и повторяемости в какой-то мере сходных условий, благоприятствующих его появлению. Таких этапов по разрезу карбонатной формации было четыре, соответственно саргаевской, доманиковой, мендымской и аскынской свитам. Продолжительность же времени и детали обстановки каждого из этапов, по всей вероятности, были не вполне однозначными. Из имеющихся данных можно думать, что этап времени, соответствующий формированию глауконитосодержащих известняков среди саргаевской свиты, был наиболее длительным.

Основываясь на данных Н. С. Шатского [10] о закономерностях

распределения глауконитовых формаций для верхнего мела и эоцена, а также на картах М. В. Кленовой, Андре, Галлиера по распространности глауконита в современных морях, можно предполагать, что накопление его происходило на территории Татарии в франское время в условиях теплой морской обстановки. Это предположение вполне согласуется с мнением Д. И. Такайши о современных условиях образования глауконита (t не ниже 15°) и расходится со взглядом М. С. Швецова, который считает необходимым для образования глауконита наличие сильных холодных течений.

3. Глауконит в преобладающей части среди известняков является автохтонным образованием, возникшим на месте своего первоначального появления. Это касается выделений его как продуктов замещения органических остатков, терригенных компонентов, кальцита, слагающего известняки, некоторых зерен явно метасоматического происхождения с реликтами исходных частей породы, концентров нарастания его вокруг зерен (оолиты) и в какой-то части пигментного глауконита. Об этом свидетельствуют следующие факты:

а) ясно выраженный процесс метасоматизма глауконитом органических остатков, обломочного материала и других составных частей карбонатных пород (глауконитизация),

б) наличие разнообразно выраженных стадий замещения их глауконитом, от начальных до почти законченных, с оставлением внутри его местами лишь реликтов исходных составных частей,

в) явления концентрического нарастания глауконита на ранее сформировавшихся его зернах.

Происхождение обособленных зерен глауконита в известняках иногда с оглянутой поверхностью, у которых не проявляется явных следов замещения, остается пока не выясненным.

4. Образование "метасоматического" и "обрастающего" глауконита авторы склонны относить к стадии диагенеза. Последний всеми рассматривается как процесс весьма длительный. В ходе его Н. М. Страховым [6] обособляются два этапа "раннего диагенеза" и два этапа "позднего диагенеза". Образование указанных выделений глауконита происходило в течение позднего, главным образом, во время третьего и, возможно, частично четвертого этапов. Выделение глауконита протекало в процессах перемещения составляющих его компонентов и при участии водных растворов. В это время известковые илы приняли уже довольно значительную консолидированность, а главные продукты органического распада и жизнедеятельности в основной массе дегазировались. С высказанным положением согласуется прежде всего отсутствие выделений карбонатных форм железа и очень слабое развитие пирита, а затем ясная выраженность процессов глауконитизации составных частей известняков и нарастание концентров глауконита на его зернах, как более ранней генерации. Одновременно с этим высказанное представление согласуется и с взглядами Н. М. Страхова [6], который считает характерным для третьего этапа диагенеза "наличие обширных миграций вещества", причем сами осадки в это время, по его мнению, являются "еще достаточно обводненными".

Образование зерен глауконита происходило, очевидно, также в стадию диагенеза, но в этап его более ранний, видимо, первый. К нему Н. М. Страхов [6] и приурочивает в основном глауконитообразование.

5. Конкретная обстановка физико-химических условий среды, в которой происходило выделение "метасоматического" и "обрастающего" глауконита в известняках, пока рисуется не вполне ясно, хотя в литературе и имеется достаточно данных к решению этого вопроса.

Основываясь же на условиях нахождения их, составе самого минерала и представлении о диагенетическом происхождении, кажется вполне правдоподобным предположение, что среда имела щелочную реакцию — pH около 8, а окислительно-восстановительный потенциал — eH слабо окислительный. Такое допущение вполне согласуется с высказанными ранее представлениями Г. И. Теодоровича [8].

6. Областью осадконакопления глауконитосодержащих карбонатных илов был шельф. Он обладал слабо расчлененным рельефом и довольно стабилизированным состоянием. Привнос кластического материала происходил в ограниченном количестве, а концентрация железа в известковых илах была выражена количественно довольно слабо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Викулова М. Ф., Звягин Б. Б., Иогансен И. В. и Михеев В. И. Минералогическое исследование глауконита из девонских отложений Воронежской области. Труды Всесоюз. науч.-исследов. геолог. ин-та. Материалы по геологии Европейской части СССР. 1952.
2. Миропольский Л. М., Тимергазин К. Р., Солонцов Л. Ф., Ковязин Н. М. и Килигина М. Л. О девонских оолитовых железных рудах в западной Башкирии и восточной Татарии. Докл. Акад. наук СССР, 1949, т. 66, № 1, 1949.
3. Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф. и Ковязин Н. М. Об оолитовых шамозитовых рудных накоплениях в живецких отложениях Башкирии и Татарии. "Разведка недр", № 6, 7, 1949.
4. Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф. и Ковязин Н. М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии. Известия Каз. филиала Акад. наук СССР, № 1, 1950.
5. Миропольский Л. М. К общей характеристике первичной и вторичной минерализации в девонских отложениях на юго-востоке Татарии. Уч. записки Каз. гос. ун-та, т. 114, кн. 8, 1954.
6. Страхов Н. М. и соавторы. Образование осадков в современных водоемах. Ин-т геол. наук Акад. наук СССР, 1954.
7. Страхов Н. М., Родионова К. Ф. и Залманзон Э. С. К геохимии и литологии палеозойских осадочных пород. Труды ин-та геол. наук. Вып. 155, 1955 г.
8. Теодорович Г. И. К вопросу об изучении нефтепроизводящих (нефтематеринских) пород. Бюлл. Москов. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 29 (3), 1954.
9. Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. Труды Ин-та геол. наук Акад. наук СССР, вып. 112, 1949.
10. Шатский Н. С. О зональности и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. Бюлл. Моск. о-ва. испыт. природы. Отд. геол., т. 29 (5), 1954.

Е. Т. ГЕРАСИМОВА

К ЛИТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ОТЛОЖЕНИЙ САКМАРСКОГО ЯРУСА ТАТАРИИ

Нижнепермские отложения на территории Татарии представлены в основном породами сакмарского яруса. Последний понимается автором в объеме, соответствующем тем отложениям типового разреза, которые выделяются В. Е. Руженцевым [4] как собственно сакмарский подъярус по фауне аммоноидей. Сакмарские образования в пределах Татарии согласно залегают на швагериновых отложениях верхнего карбона. Покрываются они на крайнем востоке Татарии (дд. Крым-Сарай, Урал, Кудашево, Азнакаево и др.) артинскими породами, а в более западных районах на них ложатся со следами глубокого размыва уфимские (д. Котловка, пос. Шугурово, дд. Ойкино, Аксубаево и др.) или нижнеказанские образования (сс. Верхний Услон, Камское Устье, д. Мульма и др.).

Изучение сакмарских отложений из-за их крайне ограниченной обнаженности (устье р. Иж, долины рр. Лесной Шешмы, Степной Шешмы, дд. Спиридоновка, Иштерьяк, район пос. Шугурово и др.) велось автором в основном по керновому материалу буровых скважин в пределах Татарии (дд. Крым-Сарай, Аксубаево, пос. Шугурово, устье р. Иж, дд. Котловка, Соколы Горы, сс. Камское Устье, Верхний Услон, д. Мульма), а также в прилегающих районах Чувашии (г. Марининский Посад) и Удмуртии (д. Голюшурма). В результате произведенных исследований удалось установить, что отложения сакмарского яруса представлены на указанной территории довольно однообразным комплексом переслаивающихся карбонатных пород (известняков, доломитов) и сульфатов (ангидрита, гипса). В более верхних горизонтах среди них наблюдаются тонкие прослойки брекчий, песчаников, аргиллитов, мергелей, а также участки доломитовой и известняковой муки.

Среди сакмарских отложений по литологическому составу [1, 3] выделяются (снизу вверх) три постепенно переходящие друг в друга комплекса пород: а) доломитовый, б) сульфатно-карбонатный, в) известняковый.

Доломитовый комплекс пород по своему стратиграфическому положению соответствует [1, 5] тастубскому горизонту Приуралья. Границы его с выше- и нижележащими отложениями литологически выражены нечетко и проводятся условно. Нижняя из них отбивается по кровле швагеринового горизонта верхнего карбона, а верхняя — по появлению среди карбонатных пород мощных прослоев, точнее линз ангидрита или гипса. Данный комплекс пользуется в пределах Татарии повсеместной территориальной распространен-

ностью. Мощность доломитового комплекса колеблется от 20 до 58 м. Представлен он в основном доломитами с редкими прослоями известняков и породами переходными между ними. В верхних горизонтах комплекса присутствуют линзы гипса и ангидрита.

Доломиты обычно сероокрашенные, плотные, участками неравномерно пористые и кавернозные, значительно перекристаллизованные, прослоями с редкими остатками фауны остракод, кораллов, штаффелл. Они изредка известковистые, а в нижней части данного комплекса окремнелые. Прослои окремнелых доломитов являются нередко надежным маркирующим горизонтом среди сакмарских образований. Доломитам свойственна обычно пелитоморфная, кристаллически-зернистая (тонко-мелкозернистая), реже реликтово-органогенная структуры. Среди указанных структурных разновидностей почти всюду наблюдаются весьма различные по величине и форме стяжения, а также импрегнации гипса, ангидрита. Гипс представлен, как правило, кристаллически-листоватой, реже кристаллически-неравномернозернистой разностями. Внутри стяжений и зерен его часто отмечаются реликты ангидрита, целестина, кварц, иногда агрегаты и сферолиты последнего, кубики флюорита, рассеянные ромбоэдри доломита. Ангидрит, встречающийся реже чем гипс, обычно обладает волокнистой структурой. В стяжениях его наблюдаются скопления гипса, изредка полуокатанные зерна кварца и целестина.

Известняки, пользующиеся подчиненным развитием среди пород доломитового комплекса, характеризуются серой окраской, значительной перекристаллизованностью и содержат многочисленные вторичные выделения кальцита, пирита, мелкие вкрапления гипса. Им свойственна в основном пелитоморфная, кристаллически-зернистая (неравнозернистая), иногда органогенная структуры.

Отличительной особенностью доломитов и известняков данного комплекса является незначительное содержание в них глинистого и песчано-алевритового материала (0,4%). Последний складывается в основном полуокатанными зернами кварца, реже полевых шпатов. Кроме того, отмечаются минералы тяжелых фракций, выход которых незначителен (0,13%). Отклонение в сторону увеличения его (до 60,6%) связано со скоплением флюорита, целестина, ангидрита, реже пирита.

В состав тяжелых фракций входят три генетические группы минералов: 1) терригенные, представленные группой черных рудных минералов (магнетит, ильменит), эпидот-доизитом, цирконом, гранатом (гроссулар, альмандин, уваровит), титанитом, рутилом, анатазом, турмалином, роговой обманкой, хлоритом, мусковитом, ставролитом, дистеном, корундом, диопсидом, энстатитом; 2) син-диагенетические, состоящие из целестина, флюорита, ангидрита; 3) эпигенетические, выраженные пиритом, гидрогетитом, лейкоксеном. Концентрация двух последних групп минералов достигает иногда 80—90% к весу тяжелой фракции.

В легких фракциях из пород доломитового комплекса, кроме кварца и полевых шпатов, нередко присутствуют минералы син-диагенетического, реже эпигенетического происхождения (гипс, единичные зерна кварца, халцедона, кремня).

Среди терригенных минералов по роли, которую они играют в составе тяжелых фракций, выделяются: 1) ведущие минералы (содержание > 10%), представленные группой черных рудных минералов (39,2%), гранатом (25,9%); 2) второстепенные (содержание от 1 до 10%), состоящие из эпидот-доизита (7,5%), циркона (6,7%), титанита (6%), роговой обманки (4,3%), рутила (2,6%), турмалина (2,1%), корунда (1,3%), и 3) акцессорные (содержание < 1%), к кото-

рым принадлежат мусковит (0,9%), хлорит (0,8%), ставролит (0,8%), диопсид (0,6%), анатаз (0,5%), энстатит (0,5%), дистен (0,3%) (см. табл. 1).

Сульфатно-карбонатный комплекс, пользующийся повсеместным развитием в пределах Татарии, отвечает в западных районах (сс. Верхний Услон, Камское Устье, д. Мульма и др.) верхней части тастубского и стерлитамакскому горизонтам. Граница между ними отбивается местами (с. В. Услон, д. Мульма) по прослою кварцевого песчаника, обогащенного в тяжелых фракциях гранатом и ставролитом. В более восточных районах Татарии (д. Аксубаево, пос. Шугурово, дд. Крым-Сарай, Котловка и др.) отложения этого комплекса, частично фациально замещающиеся известняками с астреевидными кораллами, по времени образования захватывают лишь верхи тастубского и низы стерлитамакского горизонтов.

Породы данного комплекса на территории Татарии залегают согласно на образованиях доломитового комплекса. Покрываются они в восточных районах (пос. Шугурово, дд. Сарабикулово, Котловка, Соколы Горы и др.) отложениями известнякового комплекса. В более же западных районах на них с размывом налегают нижне-казанские (д. Мульма, сс. Камское Устье, Верхний Услон и др.) и местами уфимские отложения (дд. Аксубаево, Черемшан и др.). Мощность сульфатно-карбонатного комплекса колеблется от 43 до 140 м, достигая наибольшего значения в западной части Татарии.

Данный комплекс представлен на территории Татарии тремя типами пород: 1) сульфатами (ангидритом и гипсом) с подчиненными прослоями доломитов, прослеживающимися в районах сс. Камское Устье, Верхний Услон и др., 2) доломитами с прослоями и линзами сульфатов, с преобладанием в основном у пос. Шугурово, дд. Ромашкино, Крым-Сарай и 3) доломитами, известняками и породами, переходными между ними. Встречаются подобные отложения в районе д. Сарабикулово и некоторых скважинах около пос. Шугурово.

Породы сульфатно-карбонатного комплекса в ряде мест оказываются сильно закарстованными и разрушенными, о чем свидетельствуют прослои карбонатных брекчий и участки доломитовой и известняковой муки.

Наибольшее значение в сложении данного комплекса принадлежит светлосерым, плотным доломитам с единичными остатками фауны пластинчатожаберных, гастропод, изредка штаффелл. Им свойственна пелитоморфная, кристаллически-зернистая (мелко- и неравнозернистая) и оолитовая структуры. Несколько реже встречаются органогенные, реликтово-органогенные, брекчиевидные разности.

Оолитовые и органогенные доломиты, приуроченные, как правило, к нижней части сульфатно-карбонатного комплекса, пользуются широким распространением в пределах Татарии. Это позволяет считать их надежными маркирующими горизонтами.

Доломиты перечисленных структурных разновидностей импрегнированы шпатовым и мелкозернистым гипсом, иногда с включениями зерен ангидрита, целестина, кубиков флюорита, ромбоэдров доломита. Кроме того, в них встречаются: стяжения криптокристаллического пирита, выделения гидроокисей железа, изредка скопления мелкозернистого кварца, сферолиты халцедона и редкий обломочный материал. Последний представлен угловатыми и полуокатанными зернами кварца, полевых шпатов и других минералов.

Для доломитов сульфатно-карбонатного комплекса характерно, подобно низележащим породам, незначительное содержание терригенного материала (< 1%), представленного в основном пелитовыми

частицами. На долю песчано-алевритовых фракций приходится десятые и сотые доли процента.

Выход тяжелых фракций из них составляет $< 1\%$. Отличительной особенностью тяжелых и отчасти легких фракций является значительная концентрация (до 99%) в них син-диагенетических минералов (флюорит, целестин, ангидрит, гипс). Содержание же тяжелых терригенных минералов составляет около 0,2% (см. табл. 1), при этом состав их аналогичен нижележащим породам доломитового комплекса. Отмечается лишь некоторое отклонение в содержании отдельных минералов. Так, уменьшается значение граната (15,6%), эпидот-донзита (5,8%), титанита (4,3%), возрастает концентрация черных рудных минералов (50,8%), турмалина (3,0%). Наряду с этим появляются хлоритонд (2,5%), брукит (0,2%), пикотит (0,2%), не отмечаемые в тяжелых фракциях из нижележащих пород доломитового комплекса (см. табл. 1).

Среди доломитов встречаются изредка также прослои серых, тонко- и мелкозернистых, часто доломитовых и доломитистых известняков, почти аналогичных по своим структурно-текстурным особенностям подобным породам из доломитового комплекса. В них, по сравнению с последними, пользуются большей выраженностью кварцизация, пиритизация и гипсизация.

В верхних горизонтах сульфатно-карбонатного комплекса совместно с доломитами отмечаются прослои доломитовых брекчий мощностью до 20 м (дд. Аксубаево, Черемшан, Мульма, с. Верхний Услон и др.). Они сероокрашенные, местами трещиноватые, пористые, в отдельных участках окремнелые. В составе этих брекчий обособляются обломки доломитов, изредка известняков, имеющие угловатую форму, величиной от нескольких миллиметров до десятка сантиметров. Сцементированы они крупнозернистым доломитом и кальцитом. Изредка вмещающая обломки масса, особенно в сильно пористых участках, обладает как бы крустификационной структурой. В цементе наблюдаются зерна халцедона, кремня, кварца. Последние имеют иногда почти правильную призматическую форму, на концах ограничены пирамидами. Местами кварц и халцедон образуют отчетливо выраженные розетковидные сростки радиально-лучистого строения. Кроме того, в данных породах наблюдаются беспорядочно рассеянные мелкие вкрапления пирита, выделения гидроокислов железа, кальцита, нередко приуроченные к тонким трещинкам.

Последние, помимо этого, часто выполнены кластическим материалом, вымытым из вышележащих отложений уфимского или казанского ярусов.

Видная роль в сложении сульфатно-карбонатного комплекса, наряду с доломитами, принадлежит ангидритам и гипсам [2]. Первые из них представляют плотные кристаллические породы с различной крупностью зерна, окрашенные обычно в голубой цвет различных оттенков, в отдельных участках значительно перекристаллизованные.

Макроскопически их можно подразделить на кристаллически-волокнистые и кристаллически-зернистые разновидности, редко встречающиеся обособленно.

В ангидритах присутствуют шпатовый гипс, скопления тонко- и мелкозернистого доломита, целестин в виде обособленных зерен и агрегатов их, зерна галита в форме кубиков, выделения окристаллизованного кварца и сферолиты его величиной от 0,05 до 0,1 мм.

Гипсы пользуются меньшим развитием, чем ангидриты. Они обычно окрашены в белые, серые и розовые цвета, плотные, местами рекристаллизованные. В белых и полупрозрачных разновидностях их

Таблица 1
Среднее содержание терригенных минералов в тяжелых фракциях с размером зерен от 0,25 до 0,01 мм из пород сакмарского яруса

Название породы	Содержание в %													
	Непасты, оста- ток	Выход тяж. терриг. минер.	Черные руд- ные	Эпидот-донзит	Циркон	Гранат	Титанит	Рутил	Анаказ	Брукит	Пикотит	Турмалин	Роговая об- манка	Халорит
Известняки (по 38 ана- лизам)	2,07	0,33	54,8	5,4	8,3	12,9	3,0	3,2	0,05	0,2	0,6	3,4	3,2	0,6
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Доломиты (по 53 ана- лизам)	0,41	0,19	50,8	5,8	6,6	15,6	4,3	2,8	0,2	0,2	0,2	3,0	4,1	0,4
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Доломиты и извест- няки (по 23 анализам)	0,4	0,13	39,2	7,5	6,7	25,9	6,0	2,6	0,5	—	—	2,1	4,3	0,8
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Известняковый комплекс	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сульфатно-карбонатный комплекс	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Доломитовый комплекс	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пироксен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Слюда	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мусковит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ставролит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Дистен	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Корунд	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Экзистент	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

наблюдаются нередко радиально-лучистые сростки желтовато-белого гипса.

По структурным признакам гипсы можно подразделить на кристаллически-зернистые, кристаллически-листоватые (шпатовые), кристаллически-волокнистые разновидности. Наиболее распространены первые из них. Гипсы кристаллически-листоватые (шпатовые) являются составной частью карбонатных пород, образуя в них иногда обособленные стяжения. Гипсы кристаллически-волокнистые или игольчатые, как правило, выполняют трещинки среди доломитов, а также гипса и ангидрита.

В гипсах наблюдаются включения мелкозернистого доломита и обособленные ромбоэдры его, агрегаты целестина, реликтовые зерна и участки волокнистого ангидрита, а также отдельные обрывки волоконца его, сохранившихся от гипсизации, мелкие стяжения криптокристаллического пирита, редкие кристаллики галита, выделения кварца и халцедона.

Кроме охарактеризованных пород, в верхней половине сульфатно-карбонатного комплекса встречаются прослои мергелей, песчаников.

Мергели (с. Верхний Услон, д. Мульма, пос. Шугурово) являются однородно окрашенными в зеленовато-серый цвет, тонкослоистыми, участками пиритизированными, с характерной для них пелитоморфной структурой. Они относятся к доломитовым разновидностям (см. табл. 2). В них, кроме основной глинисто-карбонатной массы, присутствуют алевроитовые (17,8%) и песчаные (6,54%) фракции, представленные в основном кварцем, реже зернами полевых шпатов. Тяжелые фракции (1,4%) состоят главным образом из граната (53,3%), черных рудных минералов (34,5%), реже титанита (5,3%), ставролита (3,1%), рутила (2,6%), дистена (1,0%) и циркона (0,2%) (см. табл. 3).

Среди песчаников выделяются две разновидности: 1) песчаники кварцевые, алевроитовые, глинисто-известковые и 2) песчаники кварцевые, мелкозернистые, глинисто-доломитовые. Первые из них (пос. Шугурово) обладают зеленовато-серым цветом и значительной плотностью. В их составе преобладают (см. табл. 2) псаммитовые частицы (54,6%) размером от 0,25 до 0,1 мм. На долю алевроитовых фракций приходится 14,4%, а глинистых около 15%. Обломочный материал представлен в основном наравномерно окатанными и угловатыми зернами кварца, реже полевых шпатов. Кроме того, в небольших количествах (выход тяжелых фракций 0,06%) отмечаются (см. табл. 3) минералы тяжелых фракций: циркон (31,7%), гранат (24,5%), эпидот-диопсид (17,3%), рутил (8,2%), турмалин (8,2%), роговая обманка (5,1%), титанит (2%), ставролит (1%), корунд (1%). Встречаются также обломки эффузивных, кремнистых, карбонатных пород. Цементирующая масса представлена пелитоморфным, тонкозернистым кальцитом и слабо раскристаллизованным глинистым материалом, с многочисленными агрегатами мелкозернистого пирита, а также ромбоэдрами доломита.

Песчаники второй разновидности (с. Верхний Услон, д. Мульма) представляют голубовато-серые плотные породы с выделениями тонкокристаллического гипса. Они слагаются в основном фракциями с размером зерен 0,25—0,1 мм (от 27,15 до 48,61%). В виде примеси в них присутствуют алевроитовые частицы (от 1,63% до 6,76%). Составляет обломочный материал в основном из угловатых, угловато-окатанных зерен кварца, полевых шпатов (см. табл. 3). Наряду с этим отмечаются тяжелые терригенные минералы (выход тяжелых фракций до 3,2%), из которых наиболее характерными являются гранат

Таблица 2

Местоположение скважин	Название породы	Содержание в %			Содержание фракций в %						Фракционный состав породы в %		
		неправильно-зернистый	растворимых компонентов	тонкослоистый	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	<0,01 мм	песчаная	алевроитовая	глинистая
пос. Шугурово	Песчанник алевроитовый, глинисто-известковый	84,06	15,94	—	—	—	—	—	—	—	54,64	14,46	14,96
с. В. Услон	Песчанник глинисто-доломитовый	59,53	40,47 ¹	26,21	32,48	0,72	0,64	9,28	25,50	1,85	34,94	1,63	22,96
д. Мульма	"	42,05	57,95 ¹	—	64,58	0,64	0,26	3,92	10,72	0,26	27,15	4,18	10,72
д. Мульма	"	65,33	34,67	—	74,40	9,36	1,00	15,24	—	—	48,61	6,76	9,96
с. В. Услон	Мергель доломитовый, алевроитовый	47,80	52,20	—	13,66	25,99	11,27	49,08	—	—	6,54	17,8	23,46

¹ Увеличение содержания растворимых компонентов обусловлено наличием в песчанниках тонких прослоев доломита.

Мергели (с. Голюшурма, пос. Шугурово) обладают пелитоморфной структурой, зеленовато-серым цветом, тонкой слоистостью и содержат в значительном количестве обломочный материал. Последний представлен алевритовыми фракциями (до 26,3%). На долю песчаных частиц приходится не более 1,35% (см. табл. 4). Это позволяет относить их к алевритовым разностям. В состав песчано-але-вритового материала входят в основном кварц, реже зерна микро-клина, ортоклаза, черных рудных минералов, циркона, граната, титанита, пикотита, рутила, анатаза, турмалина, роговой обманки, эпидот-цоизита, биотита (см. табл. 5). Помимо этого в мергелях встречаются скопления гипса с реликтовыми остатками ангидрита, окристаллизованные зерна пирита, редкие ромбоэдры доломита.

Аргиллиты (дд. Котловка, Соколы Горы) обычно являются известковистыми, зеленовато-серыми, реже красновато-бурыми, при-титизированными, тонкослонистыми со свойственной им спутанно-чешуйчатой структурой. Для них характерно значительное содержание (до 20,5%) пелитоморфного, тонкозернистого кальцита. Участками в аргиллитах отмечаются скопления алевритового материала (до 5,09%), представленного в основном полуокатанными, угловатыми зернами кварца, реже кремня, полевых шпатов. Наряду с этим встречаются минералы тяжелых фракций, выход которых составляет иногда 3,4%. Среди них отмечаются эпидот-цоизит, циркон, черные рудные мине-ралы, гранат, роговая обманка, рутил, турмалин (см. табл. 5).

Брекчии (дд. Шугурово, Голюшурма и др.) слагаются угловаты-ми обломками размером от 0,5 до 1,5 см тонко- и мелкозернистых, органогенных известняков, изредка доломитов, сцементированных пелитоморфным кальцитом, участками обохренным, с небольшим содержанием кlastического материала. Последний состоит из полу-окатанных зерен кварца, обломков кремня и карбонатных пород.

На основании данной выше характеристики структурно-текстур-ных особенностей и минералогического состава пород трех литологиче-ских комплексов, необходимо отметить ряд положений.

1. Сакмарский ярус на территории Татарии слагается сравни-тельно однообразной толщей в основном пелитоморфных, тонко- и мелкозернистых доломитов с линзами ангидрита, гипса и реже ор-ганогенных, кристаллически-зернистых известняков.

Последние приобретают ведущее значение в известняковом ком-плексе, где являются доломитизированными, перекристаллизованны-ми, окварцованными, прититизированными. В нижележащих отложениях сульфатно-карбонатного и доломитового комплексов известняки встре-чаются лишь в единичных прослоях.

2. Установлено закономерное распространение по разрезу сак-марских отложений на значительной территории доломитов и суль-фатов хемогенного происхождения. Об этом свидетельствует нали-чие взаимных переходов между указанными породами, тесная пара-генетическая ассоциация доломита с ангидритом, гипсом и выделе-ниями целестина, флюорита, почти полное отсутствие органических остатков.

3. Среди отложений сакмарского яруса ограниченным развитием пользуются доломиты с сильно измененными органическими остатка-ми, образование которых произошло в результате раннего диагенеза известнякового ила.

4. Породам доломитового комплекса свойственно значительное окремнение, как следствие последующих гипергенных процессов.

5. Большинство пород сакмарского яруса характеризуется не-высоким содержанием нерастворимых остатков, в среднем не пре-вышающим 2—3%. Некоторое увеличение содержания их приурочено

Таблица 4

Местоположение скважин	Название породы	Содержание в %		Содержание фракций в %			Содержание фракций в % в породе			Фракционный состав породы		
		нераствори-мых остат-ков	раствори-мых компо-нентов	0,25—0,1 мм	0,1—0,05 мм	0,05—0,01 мм	0,01—0,005 мм	0,005—0,001 мм	<0,001 мм	песчаная	але-врито-вая	глинистая
д. Голюшурма д. Котловка	Мергель алевритовый	59,56	40,44	2,28	14,59	29,50	53,63	1,35	8,69	17,57	31,95	31,95
	Аргиллит известковистый	75,42	20,58	0,91	0,65	6,10	92,34	0,68	0,49	4,60	73,65	73,65

Таблица 5

Местоположение скважин	Название породы	Содержание в % тяжелых терригенных минералов									
		Выход в % тя-желых терри-генных минералов	Черные рудные	Эпидот-цоизит	Циркон	Гранат	Титанит	Рутил	Анатаз	Пикотит	Турмалин
д. Голюшурма д. Котловка	Мергель алевритовый	2,2	40,0	0,9	20,4	11,5	9,9	3,2	2,6	8,3	2,0
	Аргиллит известковистый	3,4	18,73	20,9	20,9	13,95	—	4,64	—	—	4,64

к прослоям кремневых доломитов из доломитового комплекса, мергелей, аргиллитов, песчаников, встречающихся в отдельных районах Татарии в верхних горизонтах сульфатно-карбонатного и известнякового комплексов.

6. Выход тяжелых минералов из фракций с размером зерен от 0,25 до 0,01 мм, выделенных из нерастворимых остатков, составляет десятые доли процента. При этом наблюдаются некоторые изменения в содержании тяжелых минералов по разрезу сакмарских отложений. Прежде всего отмечается повышенный выход их (60—88%) в отдельных прослоях доломитов из доломитового и сульфатно-карбонатного комплексов в связи с присутствием в них таких минералов, как флюорит, целестин и ангидрит. Далее, в известняковом комплексе устанавливается выход тяжелых фракций до нескольких процентов, что связано с более значительной концентрацией в этих породах кластического материала.

7. Минералогический состав тяжелых и легких фракций из карбонатных пород сакмарского яруса характеризуется сравнительным постоянством с преобладанием в доломитах син-диагенетических минералов (флюорит, целестин, ангидрит), а в известняках — терригенных.

8. В распределении терригенных минералов тяжелых фракций по разрезу сакмарских отложений и по площади их исследования устанавливаются некоторые закономерности. Так, содержание черных рудных минералов, циркона, рутила, турмалина, ставролита, корунда увеличивается в верхней части образований сакмарского яруса, а эпидот-диопсита, граната, титанита, роговой обманки — в нижней (см. табл. 1). Исключение составляют прослои песчаников, мергелей, аргиллитов, встречающихся в верхних горизонтах сульфатно-карбонатного и известнякового комплексов, обогащенных в тяжелых фракциях гранатом и реже эпидот-диопситом (см. табл. 3, 5).

Одновременно с этим отмечается повышенная концентрация в тяжелых фракциях из сакмарских отложений эпидот-диопсита, роговой обманки на западе Татарии и прилегающих к ней территориях (г. Марининский Посад). Циркон, рутил, турмалин, корунд, наоборот, концентрируются в более восточных районах ее (см. рис. 1 и табл. 6).

9. Близость минералогического состава терригенных компонентов, выдерживающаяся по разрезу отложений сакмарского яруса, указывает на постоянство источника сноса кластического материала, поступавшего на территорию Татарии в основном с востока. Это подтверждается увеличением в восточных районах Татарии (дд. Крым-Сарай, Котловка, пос. Шугурово и др.) по всему разрезу сакмарских пород содержания терригенного материала, выхода тяжелых фракций (см. табл. 6), наличием здесь прослоев аргиллитов, кварцевых песчаников, обогащенных в тяжелых фракциях цирконом, гранатом, эпидот-диопситом (см. табл. 3, 5). Присутствие же на северо-западе Татарии (д. Мульма, с. Верхний Услон и др.) маркирующего прослоя кварцевого песчаника с несколько иной, чем в восточных районах Татарии, ассоциацией (см. табл. 3) ведущих терригенных минералов (кварц, полевые шпаты, гранат, ставролит) свидетельствует о периодическом приносе кластического материала, вероятно, с северо-запада.

Формирование сакмарских отложений происходило в условиях постепенно обмелевавшего и засолявшегося морского бассейна. В нем одновременно с накоплением доломитов шло выпадение ангидрита, целестина, флюорита, иногда галита, сменявшееся к концу сакмарского времени в восточных районах Татарии образованием известняков с астреевидными кораллами. Процесс засоления сакмарского

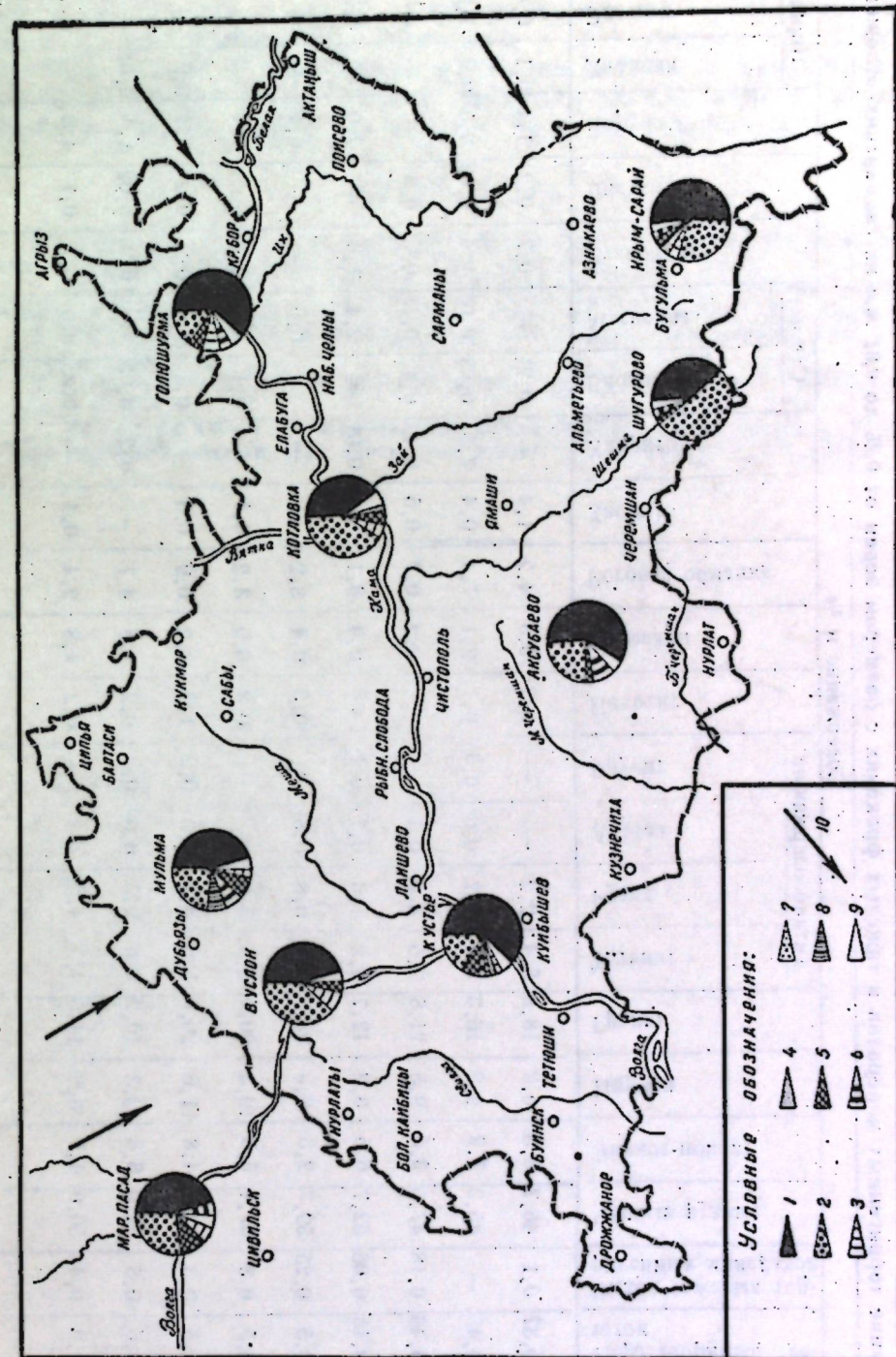


Рис. 1.
Схема изменения минералогического состава терригенных компонентов тяжелых фракций из сакмарских отложений.

Условные обозначения:

1 — группа черных рудных минералов; 2 — группа устойчивых минералов (циркон, гранат, рутил, турмалин); 3 — титанит; 4 — корунд; 5 — группа эпидот-диопсита; 6 — роговая обманка; 7 — мусковит; 8 — хлоритид; 9 — остальные минералы; 10 — направление источников сноса обломочного материала.

Среднее содержание терригенных минералов в тяжелых фракциях с размером зерен от 0,25 до 0,01 мм из сакмарских отложений

Местоположение скважин	Содержание в %														
	Титаносодержание				Пикотит			Турмалин		Роговая обманка		Халорит		Халоритона	
	Выход тяжелых терригенных минералов	Черные руды	Эпидот-пикотит	Циркон	Гранат	Титанит	Рутил	Анастас	Брукит	Пикотит	Турмалин	Роговая обманка	Халорит	Халоритона	Слюда
	Нерастворимый остаток	Выход тяжелых терригенных минералов	Черные руды	Эпидот-пикотит	Циркон	Гранат	Титанит	Рутил	Анастас	Брукит	Пикотит	Турмалин	Роговая обманка	Халорит	Халоритона
г. Мар. Посад . . .	0,37	0,1	46,7	8,3	6,2	18,8	5,4	2,2	—	—	0,2	3,6	4,2	1,4	—
д. Мухоморова . . .	0,45	—	45,3	7,2	4,2	16,3	3,4	1,7	0,6	0,3	0,1	2,1	7,4	0,4	7,5
с. В. Услон . . .	0,43	0,18	47,5	3,5	9,5	21,8	7,5	4,0	0,1	—	—	3,2	0,7	0,6	0,1
с. Камское Устье . . .	0,15	0,06	62,7	6,5	3,2	12,7	2,2	1,6	0,7	0,1	—	0,9	3,1	—	0,01
д. Аксубаево . . .	0,5	0,25	59,7	2,5	2,3	23,4	0,5	0,8	0,8	—	0,5	0,4	8,2	—	—
пос. Шугурово . . .	3,5	0,3	37,4	3,3	19,3	20,9	0,6	5,9	—	—	0,8	6,9	3,2	0,1	—
д. Котловка . . .	1,3	0,3	42,6	4,8	11,6	20,5	5,9	4,1	0,3	0,2	1,3	3,2	0,9	0,6	—
д. Голюшурма . . .	0,6	0,5	62,0	6,6	3,3	10,2	5,6	2,7	0,02	0,2	0,2	1,8	4,7	—	0,2
д. Крым-Сарай . . .	0,9	0,4	50,0	4,1	8,8	14,6	4,5	4,0	—	—	0,2	4,8	2,4	0,4	—

бассейна нарушался иногда кратковременным опреснением морской среды. Это приводило к появлению среди сакмарских отложений известняков, а также прослоев песчаников, аргиллитов, мергелей. Столь значительное обмеление и засоление сакмарского бассейна связано с неуклонным подъемом местности, явившимся отражением общих колебательных движений земной коры в верхнем карбоне и нижней перми на востоке Русской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимова Е. Т. О некоторых литологических особенностях нижнепермских отложений Татарии. ДАН СССР, т. 90, № 2, 1953.
2. Миropольский Л. М. Гипс и ангидрит в пермских отложениях Татарской АССР и возможности их использования. Уч. зап. КГУ, сер. геол., т. 105, кн. 2, 1945.
3. Миropольский Л. М. О нижнепермских отложениях в Татарии. ДАН СССР, т. 7, № 3, 1947.
4. Руженцев В. Е. К вопросу об объеме сакмарского яруса. ДАН СССР, т. 57, № 9, 1947.
5. Теодорович Г. И. Карбонатные фации нижней перми—верхнего карбона Урало-Волжской области. Изд. Моск. о-ва испыт. природы, вып. 3 (17), 1949.

Г. Л. МИРОПОЛЬСКАЯ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ К ЛИТОЛОГИИ УФИМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ТАТАРСКОЙ АССР

Основной задачей исследований 1947—1948 гг. было изучение литологии уфимских наслоений. Оно производилось автором, с одной стороны, по имеющимся материалам крелиусных скважин у дд. Крым-Сарай, Шугурово, Ойкино и Аксубаево, расположенных по широтному профилю с востока на запад, и, с другой стороны, по естественным обнажениям у г. Елабуга на р. Каме и дд. Шуган, Абсалямово на р. Ик (см. рис. 1). Чтобы с наибольшей полнотой осветить литологические особенности данных осадков, исследовали породы в шлифах под микроскопом с применением иногда хроматических и микрохимических реакций. В целях же более детальной характеристики пород производился седиментационный анализ. Последний заключался в последовательном ряде сменяющих друг друга операций. Каждый образец породы сначала подвергался растворению в 10% HCl при нагревании. Затем из полученных нерастворимых остатков выделялись по методу Сабанина пять фракций с размером зерен $>0,25$ мм, $0,25-0,10$ мм, $0,10-0,05$ мм, $0,05-0,01$ мм и $<0,01$ мм. Далее из фракций $0,25-0,10$ мм, $0,10-0,05$ мм и $0,05-0,01$ мм или $0,25-0,10$ мм и $0,10-0,01$ мм, реже $0,25-0,01$ мм путем сепарации воронковым методом в жидкости Туле (удельный вес 2,9) получались тяжелые и легкие фракции. Последние подвергались в дальнейшем минералогическому анализу с количественным подсчетом распространения в них отдельных минералов. Результаты перечисленных выше исследований освещены в настоящей работе.

Уфимские отложения в восточной и северо-восточной части территории Татарии вскрыты в той или иной степени в целом ряде обнажений по р. Каме, ее притокам и многочисленным оврагам. Выходы их здесь с давних пор привлекали внимание геологов и изучались ими неоднократно. Исследование осадков уфимского времени началось со второй половины XVIII столетия П. И. Рычковым, П. С. Палласом, И. Г. Георги, И. П. Фальком, И. Лепехиным, Б. Ф. Германном и продолжалось более интенсивно в XIX веке. К этому времени относятся работы Р. Мурчисона, П. Людвига, В. Меллера, Н. А. Головкинского, С. Н. Никитина, А. П. Карпинского, А. А. Штуkenберга, П. И. Кротова и других. Исследователей в это время занимали вопросы стратиграфического положения уфимских пород и их взаимоотношения с покрывающими и подстилающими наслоениями. В начале XX столетия большую роль в разрешении этого вопроса сыграли работы А. В. Нечаева [8].

После Великой Октябрьской революции и в особенности в годы Сталинских пятилеток и Отечественной войны уфимские отложения

изучались в связи с небывало развернувшимися в это время геологическими, геолого-поисковыми и разведочными работами на различные полезные ископаемые и в первую очередь на нефть в районах „Второго Баку“. В этот период большой вклад в освещение литологических особенностей пород уфимских образований внесли: по Татарии Л. В. Пустовалов, Л. М. Миропольский, В. П. Батурин, П. П. Авдусин; по Башкирскому Приуралью — С. Г. Саркисян; в районе Бугуруслана — М. Г. Барковская и многие работники нефтеразведочных трестов Татарии, Башкирии, Чкаловской области, Молотовского Приуралья и т. д.

В пределах Татарии уфимские наложения несогласно залегают на неравномерно размытой, местами закарстованной и выветрелой поверхности сакмаро-артинских образований. Об этом свидетельствует присутствие брекчий типа „мусорных пород“ в основании уфимских отложений у дд. Крым-Сарай, Ойкино и обломков карбонатных пород сакмарского возраста в алевролитах у д. Аксубаево.

Перекрываются рассматриваемые наложения трансгрессивно нижнеказанскими осадками. В пользу подобного высказывания говорит факт налегания пород нижнеказанского подъяруса на разные горизонты уфимских наложений при сопоставлении их по району исследований (см. рис. 1). Это положение подтверждают отчасти признаки размыва и перемывания верхней части уфимских напластований. Свидетельством этого является наличие галек и обломков аргиллитов из уфимских отложений в основании лингуловых глин у д. Крым-Сарай и волнистая поверхность контакта их у д. Шуган.

На изученной территории Татарии уфимские отложения слагаются пестрым и невыдержанным во времени и пространстве комплексом красцветных пород, главным образом, кластического ряда — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами. В меньшей степени в разрезе принимают участие карбонатные породы: мергели, известняки, доломиты, с выделениями гипса, иногда даже образующими маломощные линзы, и карбонатные брекчии. Породы кластического ряда в вертикальном направлении и по простиранию крайне прихотливо сменяются одни другими и образуют многочисленные взаимопереходы.

У д. Крым-Сарай в сложении разреза уфимских образований среди кластических пород приблизительно равным распространением пользуются песчаники, алевролиты, аргиллиты. Среди них прослеживаются прослои конгломератов, мергелей, известняков и доломитов. Приуроченность тех или иных пород к разным частям разреза, а также ритмичность в осадкообразовании позволили выделить здесь шесть (см. рис. 1) литологических пачек пород, начиная снизу:

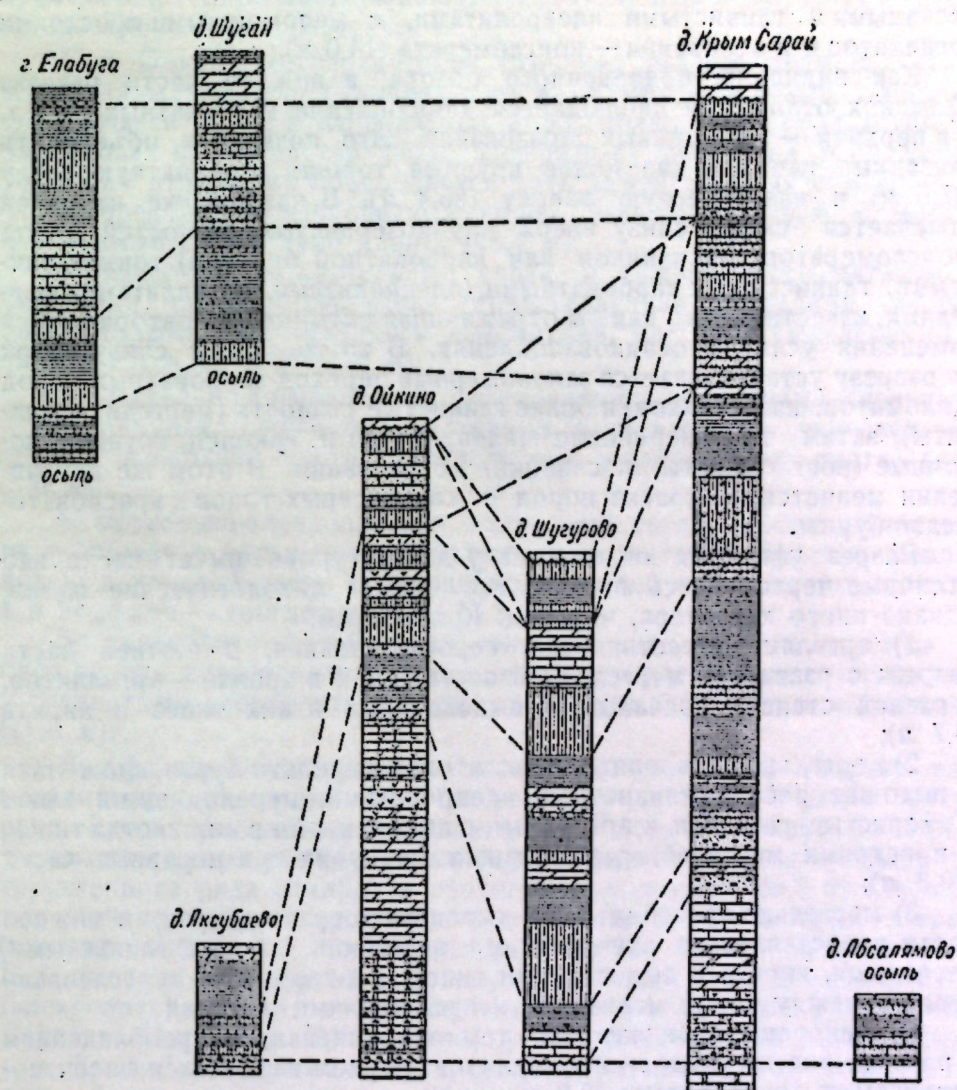
1) мергельно-доломитовую, сероокрашенную, представленную доломитами, с прослоями известняков, мергелей и в основании — доломитовой брекчии с выделениями гипса (20,2 м);

2) мергельно-конгломератовую, сиреневоокрашенную, сложенную конгломератами карбонатного состава, с прослоями мергелей, иногда доломитовых, и известняков глинистых (7,4 м);

3) песчанико-аргиллитовую, кирпично-красную, с преобладающим развитием аргиллитов и подчиненным значением песчаников, мергелей, иногда песчаных, и алевролитов (30,2 м);

4) аргиллит-алевролитовую, красно-бурую, с господством в разрезе алевролитов глинисто-песчаных, в основании с прослоями песчаных мергелей, а вверху — с частым переслаиванием аргиллитов и мергелей (22,8 м);

5) алевролит-песчаниковую, красно-бурую, представляющую



Условные обозначения:

1	4	7	10
2	5	8	11
3	6	9	12

Рис. 1.

Схема сопоставления уфимских отложений на востоке Татарии.

Условные обозначения:

1 — конгломераты и гравелиты, 2 — песчаник, 3 — алевролит песчаный, глинистый, 4 — алевролит глинистый, 5 — аргиллит, 6 — мергель, 7 — мергель доломитовый, 8 — мергель песчаный, 9 — известняк, 10 — доломит, 11 — брекчия, 12 — гипс.

собой частое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей, с прослоем конгломерата в основании (19,4 м);

б) песчано-алевролитовую, желто-бурую, сложенную в основном песчаными и глинистыми алевролитами, с мало мощными прослоями аргиллитов и в основании — конгломерата (14,0 м).

Как видно из приведенного обзора, в нижней части разреза уфимских отложений наблюдается обособление карбонатных пород, а в верхней — терригенных образований. Это позволяет объединить указанные пачки в две более крупные толщи: карбонатную внизу (27,6 м) и кластическую сверху (86,4 м). В каждой же из пачек отмечается смена снизу вверх крупнозернистых разностей пород (конгломератов, песчаников или карбонатной брекчий) тонкозернистыми, глинистыми и карбонатными (алевролитами, аргиллитами, мергелями, известняками), как бы отражающая ритмически повторявшиеся изменения условий осадконакопления. В то же время снизу вверх по разрезу устанавливается закономерный переход карбонатных пород (доломитов, известняков) в более глинистые разности (мергели, аргиллиты), затем тонкозернистые (алевролиты) и, наконец, крупнообломочные (конгломераты, песчаники) образования. В этом же направлении меняется и окраска пород от светлосерых тонов к красновато-желто-бурым.

Разрез уфимских отложений у д. Шугурово имеет несколько отличные черты. Здесь выделяются четыре литологические пачки, однако иного характера, чем у д. Крым-Сарай:

1) аргиллито-известняковая, сероокрашенная, в нижней части разреза с развитием мергелей и известняков, а в кровле — аргиллитов, в разной степени песчаных, с выделениями в них гипса и пирита (6,7 м);

2) мергельно-алевролит-аргиллитовая, серовато-бурая, сложенная в подошве песчано-глинистыми алевролитами, переходящими выше в глинистые разности и аргиллиты, с выделениями в них иногда гипса, и прослоями мергелей, разделяющих пачку на три неравные части (30,3 м);

3) мергельно-алевролитовая, сиреневато-красно-бурая, в нижней части представленная алевролитами в разной степени глинистыми, песчаными, иногда с выделениями гипса, а в верхней — переслаивающимися между собой мергелями и известняками (15,0 м);

4) алевролит-аргиллитовая, темнокоричневая, с преобладанием в разрезе чистых разностей аргиллитов, переслаивающихся с песчано-глинистыми алевролитами (8,0 м).

Для уфимских отложений здесь, по сравнению с разрезом у д. Крым-Сарай, характерно общее уменьшение мощности за счет выпадения из разреза двух пачек, констатируемых у д. Крым-Сарай. Одна из них (нижняя мергельно-доломитовая), в связи с приподнятостью сакмаро-артинских отложений, повидимому, здесь не отлагалась. Другая пачка (алевролит-песчаниковая в разрезе д. Крым-Сарай) здесь также не прослеживается, вероятно, из-за тектонических подвижек, более значительно проявившихся в рассматриваемом участке. Отражением последних у д. Крым-Сарай было накопление конгломератов, песчаников и других крупнообломочных пород. Наряду с выпадением из разреза указанных пачек, меняется и состав пород как всего разреза, так и литологических пачек у д. Шугурово. Здесь подмечается отсутствие крупнокластических пород (конгломератов, песчаников и брекчий) в сложении разреза, а поэтому и не наблюдаются ясные признаки ритмичности в осадкообразовании. Устанавливается вместе с тем пониженное содержание растворимых компонентов в составе терригенных пород, особенно в верхней части разреза, и одновре-

менно с этим наличие четырех прослоев мергелисто-карбонатных пород в разрезе скважины. Отмечаются выделения гипса в породах трех пачек, свидетельствующие о некотором закономерно повторяющемся засолонении бассейна.

У д. Ойкино литологическое строение разреза уфимских отложений также заметно отличается от двух вышеописанных. Здесь на долю кластических и карбонатных пород приходится приблизительно одинаковая по мощности роль. По разрезу скважины в сложении уфимских отложений обособляется пять пачек, начиная снизу:

1) брекчия из карбонатных пород, зеленовато-серая, с многочисленными стяжениями пирита (13,4 м);

2) известняково-мергельная, серая, в нижней части пятнами и участками розовато-сиреневая, представленная мергелями, иногда доломитовыми известняками и доломитами, вверху с выделениями и линзой гипса до 2 м (26,9 м);

3) мергельно-аргиллитовая, зеленовато-серая, пятнами сиреневая и красно-бурая, сложенная мергелями алевроитовыми, переслаивающимися в верхней части с аргиллитами, содержащими иногда гипс (8,5 м);

4) мергельно-алевролитовая, зеленовато-серая, прослоями сиреневато-розовая и бурая, с преобладающим развитием глинистых алевролитов, в верхней части с прослоями мергелей и выделениями гипса, а в подошве — конгломератом (15,3 м) и

5) алевролит-песчаниковая, битуминозная, зеленовато-серая и буро-черная, представленная главным образом песчаниками, песчаными и глинистыми алевролитами, реже аргиллитами, песчаными мергелями (11,8 м).

В уфимских отложениях здесь наблюдается по разрезу ряд особенностей, по сравнению с разрезами у д. Крым-Сарай и Шугурово. Здесь прослеживается повышение участия карбонатных пород в сложении разреза (40,4 м) и, наоборот, общее сокращение мощности терригенного ряда осадков в верхней части разреза (35,5 м). Последнее обязано, с одной стороны, общему сокращению мощности трех (аргиллитовой до 8,5 м, алевролитовой до 15,3 м и песчаниковой до 11,8 м) пачек и, с другой стороны, отсутствию верхней песчаниково- (алевролит-аргиллитовой) пачки, отмечаемой в разрезах у д. Крым-Сарай и Шугурово. Кроме того, устанавливается, как и в разрезе у д. Крым-Сарай, ритмичность в осадкообразовании. Она проявляется здесь более четко, чем у д. Шугурово, в смене снизу вверх по разрезам пачек крупнокластических пород (брекчий, конгломератов, песчаников) мелко- и тонкозернистыми, глинистыми и карбонатными разностями, в верхней части их с многочисленными выделениями гипса разнообразного строения. Наряду с этим наблюдается: а) увеличение известковистости у кластических пород в верхней части разреза, б) битуминизация пород, приуроченная к рыхлым образованиям верхней пачки, в) пиритизация пород по всему разрезу, особенно в верхней битуминозной пачке, г) преобладание у пород зеленовато-серых окрасок, обязанных присутствию железа в закисной форме, и д) скопление в породах обуглившихся растительных остатков по всему разрезу.

У д. Аксубаево уфимские отложения представлены пачкой осадков мощностью около 5,25 м, верхнюю часть которой составляют пестроокрашенные породы кластического ряда. Нижняя часть разреза их сложена алевролитом зеленовато-серым, со стяжениями пирита, гипса и обломками карбонатных пород сакмарского возраста (брекчия). Здесь резко сокращается мощность уфимских отложений за счет

выпадения из разреза нижней карбонатной толщи и аргиллитовой пачки, ввиду налегания на более приподнятую часть сакмарских отложений, и отсутствия двух верхних (песчаниковой и алевролитовой) пачек, отмечаемых в разрезе у д. Крым-Сарай.

Толща уфимских отложений, обнажающаяся у г. Елабуга (около "Чортово Городище") верхней своей частью (42,0 м), представлена переслаивающимся комплексом кластических пород, среди которых ниже лингуловых "глин" нижеказанского возраста выделяются сверху вниз три литологические пачки:

1) аргиллито-песчаниковая, желто-красно-бурой окраски, представленная в нижней части песчаниками с прослоями и линзами конгломератов сиреневого цвета, а в верхней — аргиллитами, с прослоями алевролитов и алевроитовых мергелей (25,1 м);

2) аргиллито-алевролитовая, желто-красно-бурая, сложенная в основном алевролитами, в разной степени песчаными и глинистыми, в средней части с прослоями аргиллитов (10,6 м); и

3) мергельно-аргиллитовая, красно-бурая, состоящая из чередующихся прослоев алевроитовых мергелей, алевролитов сильно глинистых и аргиллитов (6,3 м — вскрыто).

У д. Шуган на правом берегу р. Ик (гора Акайская) ниже толщи лингуловых "глин" нижеказанского возраста сверху вниз по разрезу обнажаются две литологические пачки (вскрыто 30,3 м):

1) алевролито-песчаниковая, красно-желто-бурой окраски, сложенная косослоистыми песчаниками, в нижней части с тонкими прослоями и линзами конгломератов сиреневого цвета, а в верхней половине разреза — алевролитами сильно глинистыми, с тонкими прослоями алевроитовых мергелей и аргиллитов (14,4 м);

2) алевролито-аргиллитовая, желто-красно-бурая, состоящая из аргиллитов сильно алевроитовых, внизу с прослоями алевролитов (вскрыто 15,9 м).

При сравнении двух последних обнажений из верхней части уфимских отложений, выявилось большое сходство их в литологии при наличии некоторых отклонений в направлении с юго-востока на северо-запад, т. е. от д. Шуган к г. Елабуга. Так, отмечается увеличение мощности верхней пачки за счет увеличения роли аргиллитов в ее сложении и, наоборот, возрастание значения алевролитов в нижележащей пачке, характеризующейся меньшей однородностью сложения, чем у д. Шуган.

Однако, несмотря на отмеченные отклонения, эти два обнажения вполне сопоставимы между собой и в некоторой степени с верхней частью разреза у д. Крым-Сарай (см. рис. 1).

У д. Абсаламово в основании горы Жоугур-Тау на уровне р. Ик обнажается над сакмаро-артинскими карбонатными породами нижняя часть уфимских отложений. Она представлена здесь желто-серыми песчаниками, переслаивающимися с красно-бурыми аргиллитами (вскрыто 4,7 м).

Анализ литологического строения вышерассмотренных разрезов уфимских отложений выявил резкое, почти всегда сохраняющееся обособление в верхней, более мощной половине разреза кластических пород, а в нижней, менее развитой — карбонатных. Наряду с этим наблюдается увеличение снизу вверх по разрезу роли крупнокластических терригенных пород и одновременно с этим уменьшение известковистости их. Подобная закономерность является результатом постепенного омеления уфимского моря. Она отражается в переходе карбонатных пород в аргиллиты, затем алевролиты и песчаники, что позволяет обособить в разрезе их несколько литологических пачек. Они обычно фациально не выдержаны во времени и пространстве,

в результате замещения, выклинивания и выпадения некоторых из них из разреза. Происходит это или в результате налегания уфимских отложений на неровную, местами приподнятую поверхность сакмаро-артинских образований, с наиболее высоким положением на западе, или ввиду срезания верхней части (V—VI пачек) их водами нижеказанского моря, наступавшего с северо-запада. Поэтому в направлении с северо-востока на юго-запад и с востока на запад происходит сокращение мощности в целом уфимских отложений. Одновременно с этим отмечается наличие ритмичности в осадкообразовании, четко выражающееся в некоторых пачках в смене крупнообломочных пород более мелко-тонкозернистыми, глинистыми и карбонатными разностями, нередко в кровле с выделениями гипса.

При прослеживании в пространстве уфимских отложений устанавливается изменение окислительной среды, существовавшей в восточных и северо-восточных районах распространения уфимских отложений, на восстановительную в западных. В связи с этим наблюдается смена красноокрашенных разностей пород зеленовато-серыми, увеличивается пиритизация пород, уменьшаются выделения гидроокисей железа, возрастает гипсоносность пород не только карбонатных, но и кластических, притом по всему разрезу, и проявляется битумизация.

На изученной территории Татарии наиболее развитыми среди кластических пород являются алевролиты, аргиллиты и менее — песчаники, конгломераты и брекчии. Из них наиболее близкими по составу обломочного материала, а часто и цемента являются алевролиты и песчаники. Эти породы отличаются друг от друга, главным образом, размером обломочного материала.

Песчаники и алевролиты, а также песчаные и алевроитовые мергели, рассматриваемые нами совместно ввиду их большого сходства, устанавливаются только в верхней половине разреза уфимских отложений. Песчаники слагают вторую от кровли (д. Крым-Сарай) или верхнюю (дд. Ойкино, Шуган, г. Елабуга) литологические пачки. Кроме того, песчаники залегают иногда в подошве нижележащих пачек (дд. Крым-Сарай, Абсаламово), как бы начиная новый ритм осадконакопления. Алевролиты и изредка алевроитовые мергели прослеживаются почти во всех пачках кластического ряда осадков. При этом увеличение роли песчаников и алевролитов происходит снизу вверх по разрезам. В направлении же с востока на запад распространенность сокращается у песчаников и, наоборот, возрастает у алевролитов.

Песчаники и алевролиты обычно окрашены в желто-бурый тон, реже — в красно-бурый, а в западных районах распространения — зеленовато-серый. Для них характерна слоистая текстура. Она обусловлена наличием тончайших глинистых промазок и прослоев, а в песчаниках еще и конгломератов. Нередко на плоскостях напластования в песчаниках и алевролитах скопляются листочки слюд, а в верхней части разреза (д. Шуган) — медистые выделения (малахит, азурит и другие). Как правило, песчаники и алевролиты обладают нормальной слоевой текстурой, в ряде случаев ритмичной. Реже у них наблюдается косая слоистость то диагонального, то перекрестного, то труднорасшифровываемого строения и реже микрослоистость. Последняя обычно прослеживается в зоне смены их другими породами либо в кровле слоев, либо в основании. Песчаникам и алевролитам свойственна неравномернообломочная структура. Величина зерен у них изменяется от 0,002 до 0,53 мм, что свидетельствует о неоднородности и неотсортированности обломочного материала. В нерастворимых остатках из песчаников (см. таблицу 1) основную часть обломочного материала составляют песчаные зерна ($> 0,25$ мм — от 0,1 до 33,5% и 0,25—0,10 мм — от 33,5 до 89,5%), а в алевролитах

Местонахождение скважин (обнажений)	Количество определений	Содержание в породе в %				Содержание фракций в % в нерастворимом остатке									
		растворимых компонентов		нерастворимого остатка		> 0,25 мм	0,25—0,10 мм		0,10—0,05 мм		0,05—0,01 мм		< 0,01 мм		
		от	до	от	до		от	до	от	до					
Абсаямово	2	6,62	23,97	76,03	93,38	3,40	8,33	49,90	89,54	1,69	8,30	0,97	1,47	4,40	32,00
	среднее	15,30		84,70		5,87		69,72		4,99		1,22		18,20	
Крым-Сарай	3	15,98	31,09	84,02	68,91	0,10	0,80	44,71	66,16	3,92	27,33	12,74	15,64	14,84	22,48
	среднее	21,30		78,70		0,41		52,07		15,47		13,80		18,25	
Ойкино	5	21,48	32,89	67,11	78,52	0,83	4,22	67,34	79,26	7,62	16,93	1,99	4,69	6,90	10,36
	среднее	27,11		72,89		1,98		74,95		10,64		3,35		9,08	
Шуган	1	18,66		81,34		33,52		33,46		26,68		1,77		4,57	

Таблица 2

Местонахождение скважин (обнажений)	Количество определений	Содержание в породе в %				Содержание фракций в % в нерастворимом остатке									
		растворимых компонентов		нерастворимого остатка		> 0,25 мм	0,25—0,10 мм		0,10—0,05 мм		0,05—0,01 мм		< 0,01 мм		
		от	до	от	до		от	до	от	до					
Крым-Сарай	10	13,00	33,09	66,91	87,00	—	0,40	0,20	39,93	0,35	38,81	19,24	58,42	19,24	47,58
	среднее	21,64	78,36	0,10	18,25	16,62	33,21	31,82							
Шугурово	13	6,14	28,11	71,89	93,86	—	4,39	0,57	29,52	32,54	63,87	7,21	24,24	17,15	44,00
	среднее	17,69	82,31	1,01	12,09	44,05	11,66	31,19							
Ойкино	7	6,19	34,80	65,20	93,81	—	1,70	0,10	31,11	28,77	66,42	4,50	26,08	18,77	45,74
	среднее	21,54	78,46	0,70	6,42	48,27	13,90	30,71							
Акубаево	1	20,94	79,06	0,05	0,61					71,60		9,60		18,14	
Елабуга	8	14,16	33,37	65,63	85,84	—	3,91	0,30	24,44	21,14	72,21	4,03	42,83	10,69	37,34
	среднее	25,30	74,70	1,55	6,70	51,79	17,75	22,21							
Шуган	3	23,21	31,20	68,80	76,79	—	0,32	0,20	0,78	24,91	71,56	13,89	37,53	13,45	37,36
	среднее	26,83	73,17	0,12	0,41	42,88	28,35	28,24							

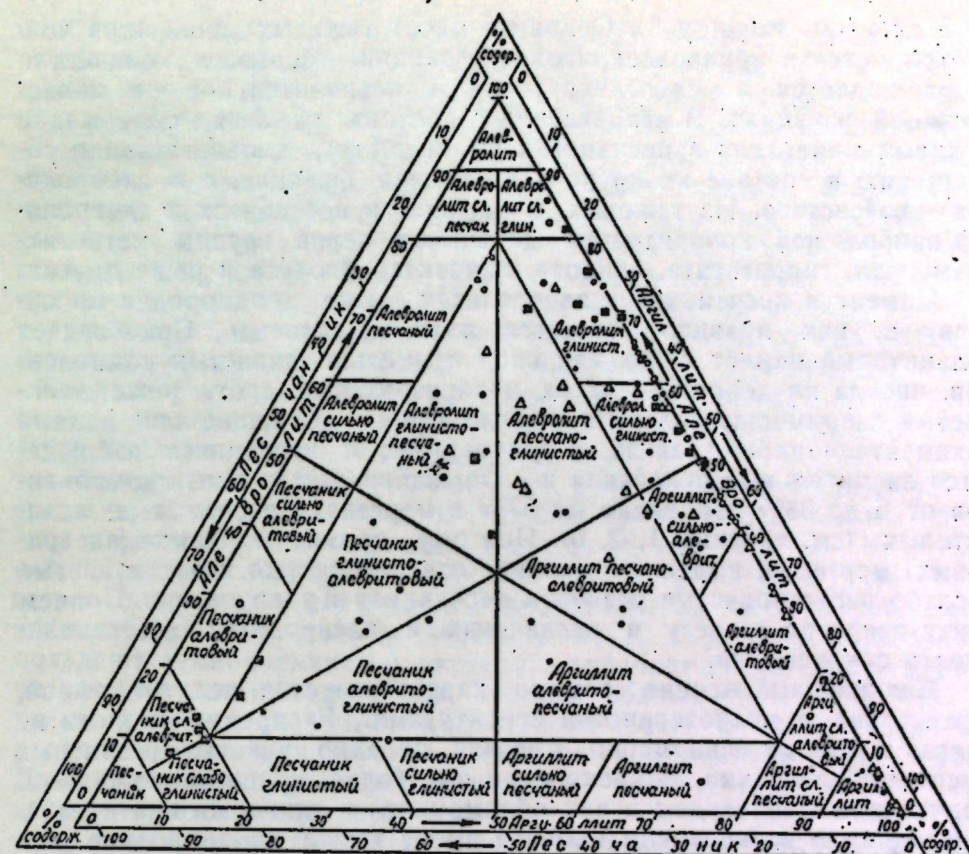
(см. таблицу 2) — лишь примесь (от 0,1 до 20,0%, редко до 40%). Соотношения алевритовых зерен (0,10—0,01 мм) в этих разностях обратные: основная масса — в алевролитах (от 38,4 до 85,3%) и примесь — в песчаниках (от 2,6 до 40,4%). Глинистые частицы (< 0,01 мм) имеют подчиненное значение в песчаниках (от 4,4 до 32,0%) и составляют заметную долю в алевролитах (от 10,7 до 47,6%). Следовательно как песчаники, так и алевролиты содержат всегда зерна иного размера в очень изменчивых соотношениях, давая нередко взаимопереходы от более или менее типичных разностей алевролитов к песчаным алевролитам, алевритовым песчаникам и песчаникам или, наоборот, от песчаников через промежуточные разности к алевролитам и даже аргиллитам. Однако переход их при смене в другие породы в одних случаях довольно резкий в слоевом разделении, а в других, реже наблюдаемых, — постепенный, путем совершенно неувидимого нарастающего увеличения терригенного материала иного размера. По величине зерен песчаники относятся к мелкозернистым разностям, граничащим с алевролитами, редко разнозернистым (д. Шуган). Крупнозернистые песчаники в изученных скважинах и обнажениях не отмечаются, хотя в некоторых районах восточной части Татарии многие исследователи указывают на их присутствие.

В зависимости от роли алевритовых и глинистых примесей среди песчаников наблюдаются разности: сильно глинистые, в той или иной степени алевритовые, в большинстве же случаев глинисто-алеваитовые и алеврито-глинистые (см. рис. 2). Среди алевролитов господствуют или разности, обогащенные тонкоалеваитовыми фракциями (д. Крым-Сарай), или крупноалеваитовыми (дд. Шугурово, Ойкино, Аксубаево). Кроме того, они всегда в некоторой мере глинистые или песчаные, чаще же на востоке песчано-глинистые или глинисто-песчаные.

При этом подмечается, что во времени отсортированность зерен в песчаниках ухудшается, с одновременным сокращением размеров их. В пространстве, в направлении с востока и севера на запад и юг, у песчаников выявляется улучшение отсортированности зерен обломочного материала и уменьшение крупности их. В алевролитах же вверх по разрезу наблюдается увеличение крупности зерен обломочного материала — загрязненность алевролитов зернами иного размера, чаще песчаными, т. е. ухудшается отсортированность их. В направлении же с востока и севера на запад и юг происходит уменьшение песчаной и глинистой примесей в них и повышение степени отсортированности.

Форма зерен у обломочного материала в песчаниках и алевролитах различная, в основном неправильная, редко удлиненная или изометрическая. Все зерна в той или иной степени окатаны: обычно угловато-окатанные, слабо окатанные, реже окатанные или угловатые. Окатанность у зерен зависит прежде всего от состава зерен (физических особенностей минералов), от состояния выветрелости их, удаленности от источника питания, условий и длительности переноса, неоднократной пересадки и т. п. Так, зерна полевых шпатов и кварца обнаруживают большую окатанность, чем другие минералы и обломки пород, особенно кремнистые. При этом с уменьшением размеров зерен окатанность проявляется слабее.

По составу зерен обломочного материала и песчаники и алевролиты относятся к полимиктовым разностям. Наиболее распространены в их составе зерна кварца, полевых шпатов и обломки пород. Среди полевых шпатов преобладает ортоклаз, реже отмечаются кислые плагиоклазы и микроклин. Они в большинстве случаев сильно изменены, замещены новообразованиями (глинистыми



Условные обозначения:
• 1
△ 2
□ 3
■ 4
• 5

Рис. 2.
Структурное положение на схеме классификации глинисто-алеваитово-песчаных пород Ю. В. Сементовского и Н. В. Кирсанова.

Условные обозначения:

1 — д. Крым-Сарай, 2 — д. Шугурово, 3 — д. Ойкино, 4 — д. Аксубаево, 5 — обнажения по рр. Каме и Ик.

минералами, серицитом), обуславливающими мутноватость. В слабо-сцементированных желто-бурых разностях песчаников и алевролитов зерна полевых шпатов, как и других компонентов, покрыты нередко с поверхности тонкой пленкой гидроокисей железа. В плотных розовато-сиреневых известковых песчаниках, алевролитах и мергелях господствуют более свежие зерна полевых шпатов. При этом они большей частью доминируют над зернами кварца в тонкозернистых алевролитах, а в более крупных разностях — наоборот. Для зерен кварца характерны многочисленные и разнообразные включения. Роль обломков пород в составе алевролитов и песчаников значительно повышается с увеличением крупности зерен, т. е. к востоку. Они представлены магматическими (диабазами, диабазовыми порфиритами), метаморфическими (хлоритовыми сланцами, кварцитами) и реже осадочными (песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками) породами. Кроме указанных минералов и пород, в составе обломочного материала некоторую роль играют зерна кремня, халцедона, чешуйки мусковита, серицита, хлорита и тяжелых минералов. Концентрация тяжелых минералов в песчаниках колеблется от 0,10 до 4,00%, а в алевролитах — от 0,30

до 5,20% (см. таблицу 8). Основная масса тяжелых минералов концентрируется в крупноалевритовой фракции. Меньшее количество их наблюдается в мелкоалевритовой и незначительное — в мелкопесчаной фракциях. В направлении с востока на запад содержание тяжелых минералов в песчаниках уменьшается, соответственно сокращению в составе их крупноалевритовой фракции, а в алевритах — возрастает. Из тяжелых минералов в песчаниках и алевритах наибольшей концентрации достигают зерна группы магнетит-ильменита, гидрогетита, эпидота, пикотита, биотита и реже других.

Цемент в песчаниках и алевритах также неоднороден по составу и, как правило, является полиминеральным. Преобладает кальцитовый цемент с той или иной примесью глинистых компонентов, иногда не действующих на поляризованный свет, реже — глинистый с примесью кальцита, иногда хлорита. Как показали данные седиментационного анализа, в алевритах и песчаниках наблюдаются значительные колебания в содержании растворимых компонентов от 6 до 33% и нередко до 53% в мергелях¹ песчаных и алевритовых (см. таблицы 1, 2, 6). Поэтому, кроме песчаных (алевритовых) мергелей, выделяются сильно известковистые, известковистые и слабо известковистые разности песчаников и алевритов. Причем снизу вверх по разрезу в песчаниках и алевритах известковистость сокращается.

Кальцитовый цемент обычно характеризуется пелитоморфной, реже тонко- и мелкозернистой структурами. Распределяется он не всегда в породе равномерно, образуя нередко участки различных очертаний, линзочки, микропрослои или более крупные стяжения с подчиненным значением в них обломочного и глинистого материала. Последний в кальцитовом цементе имеет также неоднородное распространение, то обильная его равномерно, то образуя сгустки разнообразных очертаний.

В случае преобладания глинистого цемента над кальцитовым, глинистый материал обычно значительно раскристаллизован в тонкочешуйчатый агрегат глинистых минералов с примесью гелевидного вещества, не действующего на поляризованный свет, пелитоморфного кальцита неодинакового значения и прослоями хлорита.

Реже участками в песчаниках и алевритах отмечается мономинеральный цемент. В этом случае он представлен кальцитом (дд. Крым-Сарай, Ойкино, г. Елабуга), реже на западе (дд. Шугурово, Ойкино) — гипсом. Первый из них приурочен, как правило, к верхней половине разреза, а второй — к нижней. Наблюдается кальцитовый цемент преимущественно в песчаных и алевритовых мергелях. Он образует отдельные участки в собственно песчаниках и алевритах. Зерна кальцита в этом случае нередко значительно превышают размер терригенных компонентов, обуславливая местами появление пойкилитового строения. Они обладают ясно выраженной спайностью по ромбоэдру, иногда окристаллизованностью с образованием каемок, корочек типа крустификаций вокруг кластического материала.

Гипс в мономинеральном цементе относится к листоватой и волокнистой разностям. Зерна его обладают обычно ангедральной формой и нередко имеют пойкилитовое строение. По взаимоотношению с кластическим материалом мономинеральный цемент в песчаниках и алевритах принадлежит чаще всего к контактовому и базальному типу, реже к типу выполнения, обрастания и разъедания.

¹ Рассмотрение производится здесь совместно, так как отличие их состоит только в повышенной роли цемента-кальцита.

Иногда цемент в песчаниках и алевритах почти нацело выщелочен или же сохраняется только в виде реликтов, обуславливая в том и другом случае появление пористости, разрыхления. Последнее обстоятельство создает условия для развития процессов вторичной цементации и появления более поздних выделений, как, например, кальцита, гипса, битума, малахита, азурита, пирита, гидрогетита, целестина, кварца, халцедона, опала и других, в виде корочек, налетов и т. п. При этом подмечается неоднозначное распространение вторичных процессов в пространстве и времени. Так, выявляется приуроченность обохривания и кальцитизации преимущественно к терригенным осадкам верхней половины разреза восточных районов развития уфимских отложений, а огипсования, пиритизации, битумизации — к западной. При этом огипсование отмечается в основном в нижней части уфимских отложений, пиритизация — повсеместно, а битумизация — почти в кровле разреза.

Аргиллиты имеют почти такое же распространение среди уфимских отложений, как и алевриты. Они приурочены, главным образом, к нижней части терригенной толщи (пачка III у дд. Крым-Сарай, Шугурово, Ойкино). В меньшей степени аргиллиты устанавливаются в вышележащих пачках. Значение и мощность их сокращаются в направлении с востока на запад, кроме д. Шугурово. Аргиллиты обладают темнокоричневой окраской, приобретающей желто-бурый оттенок при увеличении в их составе обломочного материала и красноватый — с увеличением известковистости. В западных зонах распространения они нередко окрашены в зеленовато-серый цвет. Для аргиллитов характерен раковистый излом, тонкослоистая текстура и иногда следы скольжения.

Среди аргиллитов обособляются на востоке разности, состоящие в основном из тонкообломочного материала и обладающие обломочной структурой. Они к западу сменяются чешуйчатой разностью, со свойственной ей чешуйчатой структурой и спутанночешуйчатой текстурой. Между этими двумя структурными типами аргиллитов имеются многочисленные переходные разности то с преобладанием одной из них, то присутствием в равных соотношениях обеих разностей, то обособлением их в виде участков, микролинз и микропрослоев. Те и другие аргиллиты в нерастворимых остатках большей частью содержат, кроме пелитовых (чешуйчатых и терригенных) частиц ($< 0,01$ мм), песчаные и алевритовые зерна обломочного материала, более многочисленные в первой разности (см. табл. 3 и рис. 3).

Распределяются зерна обломочного материала в аргиллитах, как правило, очень неравномерно. Нередко они концентрируются в породе в виде микро- и тонких прослоев, линзочек, гнезд, участков, обуславливая местами появление микрослоистости и слоистости. В других случаях (на востоке) постепенное увеличение содержания зерен обломочного материала в аргиллитах приводит к незаметному переходу в алевриты. Количественное содержание зерен ввиду этого изменяется в больших пределах: песчаных от 0,1—5 до 10—32%, а алевритовых — от 5—10 до 25—45%. Поэтому среди аргиллитов устанавливаются песчано-глинистые и глинисто-песчаные разности, господствующие на востоке (д. Крым-Сарай, г. Елабуга), и в разной степени алевритовые на западе (д. Шугурово). При этом происходит сокращение роли зерен обломочного материала и их крупности в аргиллитах в направлении с востока и севера на запад и юг и, наоборот, повышение значения зерен обломочного материала в составе их снизу вверх по разрезу.

Терригенный материал в аргиллитах подобен ему в песчаниках и алевритах. Отличается он меньшей распространенностью тяже-

Местонахождение скважин (обнажений)	Количество определений	Содержание в породе в %				Содержание фракций в % в нерастворимом остатке									
		растворимых компонентов		нерастворимого остатка		> 0,25 мм	0,25—0,10 мм		0,10—0,05 мм		0,05—0,01 мм		< 0,01 мм		
		от	до	от	до		от	до	от	до	от	до			
Абсалямово	3	7,84	18,06	81,94	92,16	—	5,31	1,02	17,45	0,46	10,05	0,38	3,52	73,66	98,08
	среднее	14,31	85,69	1,79	7,52	4,18	1,81	84,70							
Крым-Сарай	16	16,77	33,93	83,23	66,07	—	10,56	—	32,41	0,11	20,29	1,15	45,39	40,90	96,34
	среднее	23,58	76,42	0,78	8,23	5,87	26,60	58,52							
Шугурово	13	10,27	28,15	71,85	89,73	—	13,18	—	8,22	0,01	31,84	0,36	33,90	45,87	99,61
	среднее	16,43	83,57	1,20	1,37	7,52	14,62	75,29							
Ойкино	2	20,72	22,60	77,40	79,28	—	—	0,02	0,09	0,88	27,64	17,41	21,49	50,78	81,69
	среднее	21,66	78,34	—	0,05	14,26	19,45	66,24							
Елабуга	8	8,61	27,58	72,42	91,39	—	—	—	0,27	0,63	12,36	21,61	38,65	50,20	76,21
	среднее	18,43	81,57	—	0,11	6,16	29,85	63,88							
Шуган	1	25,21	74,79	—	—	—	—	0,03	—	2,56	38,39	—	—	59,02	—

лых минералов (0,6—1,6%), большей разрушенностью полевых шпатов и слабой окатанностью зерен.

Под микроскопом в составе аргиллитов часто наблюдается тонкорассеянный порошок кальцит. Нередко содержание его заметно повышается, что обуславливает в ряде случаев постепенный и незаметный переход их в мергели. Довольно часто в аргиллитах кальцит образует локальные стяжения в виде „журавчиков“ пелитоморфной структуры, разных размеров и причудливых очертаний. В аргиллитах содержание растворимых компонентов, благодаря неодинаковой роли порошкового кальцита и наличию стяжений его, очень непостоянное и колеблется от 7 до 34%. Известковистость у аргиллитов обычно увеличивается снизу вверх по разрезу на востоке и, наоборот, сокращается у д. Шугурово. Выявляется также неодинаковое пространственное распространение вторичных процессов. Так, в аргиллитах на востоке Татарии распространены обоживание гидроокислами железа, кальцитизация, налеты азурита, малахита и других медистых соединений на плоскостях напластования и по трещинкам, а на западе — раскристаллизация гелей, пиритизация, огипсование (д. Шугурово).

Среди кластических осадков конгломераты и гравелиты пользуются значительно меньшим распространением, чем песчаники, алевролиты и аргиллиты. Они встречаются в верхней половине разреза уфимских отложений, преимущественно в восточных и северных районах (д. Крым-Сарай, г. Елабуга). По направлению на запад и юг количество прослоев и мощность их резко сокращаются (д. Ойкино). Нахождение конгломератов и гравелитов в разрезе свидетельствует в большинстве случаев о начале нового ритма осадкообразования. Как правило, прослои, линзы и гнезда конгломератов и гравелитов не выдержаны по мощности как в пространстве, так и во времени (от 10—15 см до нескольких метров). Для них характерно также непостоянство размеров у обломочного материала и неоднородность его состава. Размер преобладающих в их составе галек и гравия колеблется от 0,1 до 1,6 см в диаметре. Наряду с ними присутствуют песчаные, алевроитовые и глинистые частицы, имеющие подчиненное значение. Соотношение между крупно- и мелкообломочным материалом варьирует в широких пределах. В некоторых случаях примесь песчано-глинистого материала бывает настолько значительна, что от ее содержания облик конгломератов и гравелитов значительно меняется, давая переход в другие породы — песчаники, алевролиты.

Состав галек и гравия, а отчасти и песчаных зерен свидетельствует о местном их происхождении в результате размыва, перемывания и переотложения из сакмарских и частично более ранних уфимских отложений. Наиболее распространены гравий и галька известняков, доломитов, мергелей, аргиллитов, песчаников, алевролитов, имеющих обычно местное происхождение. Значительно реже отмечаются галька и гравий иного генезиса, как, например, кварцевые, кремневые и некоторые другие. Отличие песчано-алевритового материала в конгломератах и гравелитах от состава его в песчаниках и алевролитах заключается в значительной роли зерен карбонатных пород, мергелей, аргиллитов, по всей вероятности, того же типа, что и крупнообломочный материал.

Форма галек и гравия разнообразная: неправильная, удлиненная, дискообразная, реже изометрическая. Форма песчаных и алевроитовых зерен ничем не отличается от характера обломочного материала в песчаниках и алевролитах, разобранных выше. Степень окатанности галек, гравия, песчаных и алевроитовых зерен обусловлена в

первую очередь составом пород, минералов и изменяется от окатанных, полуокатанных до угловато-окатанных.

Гальки и гравий из карбонатных пород и мергелей слагаются, как правило, пелитоморфным, реже мелкозернистым кальцитом, иногда доломитом. Участками в обломках наблюдаются перекристаллизация пелитоморфного кальцита в более крупнозернистый и выделения по микротрещинкам мелкозернистого кальцита. Кроме того, некоторые гальки и гравий из карбонатных пород содержат криптокристаллические стяжения пирита и рассеянный кластический материал. Они нередко обильны гелевидным веществом, не действующим на поляризованный свет, и обохрены гидроокисями железа. Значительное обохривание иногда приурочивается к контакту обломков с цементом. Гальки и гравий из песчаников, алевролитов и аргиллитов имеют тот же характер, что и вышеописанные разности их из уфимских отложений.

Цемент в конгломератах и гравелитах по составу почти всегда кальцитовый. Он слагается, главным образом, пелитоморфным и мелкозернистым кальцитом, с примесью песчано-алевритового и глинистого материала. Соотношение между кальцитовым цементом и песчано-глинистым материалом непостоянное и меняется в ту и другую сторону. Высокая концентрация растворимых компонентов (от 57,8 до 82,2%) обязана карбонатному составу галек и гравия, а также цемента в конгломератах и гравелитах (таблица 4). Она уменьшается вверх по разрезу уфимских отложений.

Таблица 4

Местонахождение скважин (обнажений)	Количество определений	Содержание в породе в %			
		растворимых компонентов		нерастворимого остатка	
		от	до	от	до
Абсалимово	1	66,36		33,64	
Крым-Сарай	7	62,86	82,26	17,74	37,14
	среднее	73,91		26,09	
Ойкино	1	57,80		42,20	

Иногда цемент в конгломератах и гравелитах в той или иной степени выщелочен, результатом чего является пористость, благоприятствующая развитию вторичной цементации.

Из позднейших выделений в цементе отмечаются в трещинках разно- и крупнозернистый кальцит, криптокристаллические стяжения пирита (д. Ойкино), выделения кремния (д. Ойкино), иногда в виде сферолитов диаметром 0,12 мм, опала (д. Крым-Сарай), гипса шпатового, реже волокнистого (д. Ойкино), пятна, разводы гидроокисей железа.

Брекчии, в противоположность конгломератам и гравелитам, распространены, главным образом, на западе (дд. Ойкино, Аксубаево) и редко на востоке (д. Крым-Сарай), причем только в самой нижней части уфимских отложений. Мощность брекчий неодинаковая, ввиду выполнения ими преимущественно пониженных форм рельефа подстилающих образований. Они прослеживаются как среди известняков (дд. Ойкино, Аксубаево), так и доломитов (д. Крым-Сарай).

Таблица 5

Местонахождение скважин (обнажений)	Количество определений	Содержание в породе в %				Содержание фракций в % в нерастворимом остатке									
		растворимых компонентов		нерастворимого остатка		> 0,25 мм	0,25—0,10 мм		0,10—0,05 мм		0,05—0,01 мм		< 0,01 мм		
		от	до	от	до		от	до	от	до	от	до			
Крым-Сарай	1	86,12		13,88		0,07		0,76		6,46		7,05		85,66	
	10 среднее	87,57 92,79	96,55	3,45 7,21	12,43	0,23 1,95	4,21	0,10 1,10	5,79	0,92 11,22	37,78	1,13 5,14	10,80	48,57 80,59	97,62
Ойкино															
Аксубаево	1	70,87		29,13		0,35		5,79		39,72		11,23		42,91	

Макроскопически брекчии имеют преимущественно серую, реже розоватую окраску. Иногда в них наблюдаются выделения гипса (д. Крым-Сарай). Брекчии характеризуются обломочной структурой. Величина обломков меняется в пределах 0,3—5 см. Обломки обычно имеют неправильную, угловатую или угловато-окатанную форму. Они представлены пелитоморфным и тонко-мелкозернистым известняком или доломитом с величиной зерна от 0,002 до 0,02 мм. В некоторых обломках наблюдаются поры и трещинки, выполненные наделом или частично крупнокристаллическим кальцитом (до 1,12 мм), иногда с реликтами пелитоморфного. Цементируются обломки мелкозернистым кальцитом с неправильной формой зерен и величиной от 0,02 до 1 мм, реже пелитоморфным. Цемент в брекчиях обильнее гелевидным веществом и содержит незначительную примесь кластического материала обычно пелито-алевритового размера. Последний представлен зернами кварца, кремня, полевых шпатов, разрушенных обломков пород и других более редких минералов. Незначительная роль их (см. табл. 5) подтверждается невысоким содержанием нерастворимых остатков от 3 до 12%, редко до 29% на западе. Основную массу последних составляют глинистые частицы (48—98%), подчиненное значение имеют алевритовые (2—48%) и незначительное — песчаные (0,3—6,1%) зерна. Из новообразований в цементе отмечаются выделения кварца то в виде микрозональных сферолитов размером 0,12 мм (дд. Аксубаево, Ойкино), то в виде розеток, состоящих из веерообразно расположенных удлиненных индивидуумов кварца с отчетливо видимыми зонами, количество которых достигает 17—20 (д. Ойкино). В цементе наблюдаются также выделения гипса разных размеров (д. Крым-Сарай) и пирит в виде стяжений, реже кристаллов-октаэдров. Благодаря многочисленным стяжениям последнего, выход тяжелых минералов в брекчиях высокий (1,3% и даже 85,0%). По мнению Л. М. Миропольского, „своим возникновением брекчии в большинстве случаев обязаны процессам размыва с малым расстоянием сноса и представляют собой тип „мусорных образований“ [6].

По сравнению с кластическим рядом осадков, карбонатные породы имеют меньшее значение. В основной своей массе они приурочены к нижней части разреза уфимских отложений. Среди них наиболее развитыми являются мергели. Они прослеживаются в нижней части разреза в виде пачек, а в верхней, как правило, в качестве отдельных прослоев. Значение мергелей в уфимских отложениях увеличивается с востока на запад.

Макроскопически мергели представляют собой плотные породы красновато-бурой или сиренево-серой окраски, реже на западе — зеленовато-серой. Для мергелей типична тонкая слоистость.

Под микроскопом мергели слагаются в большинстве случаев пелитоморфным, реже мелкозернистым кальцитом, иногда доломитом (д. Крым-Сарай). Форма зерен у кальцита и доломита неправильная, реже ромбоэдрическая. Величина их варьирует от 0,05 до 0,015 мм. Основная масса породы, как правило, обильна гелевидным веществом, не действующим на поляризованный свет, и содержит зерна кластического материала, близкого к составу в кластических породах. Благодаря разному содержанию терригенного материала нерастворимые остатки составляют в мергелях от 31 до 66% (таблица 6).

Основную массу в нерастворимых остатках составляют глинистые частицы (53—98%) и алевритовые зерна (1,8—45%), а песчаные фракции — лишь незначительную примесь (0,3—13,0%)¹. Следовательно,

¹ Здесь не учтены алевритовые и песчаные мергели, рассмотренные выше.

Таблица 6

Местонахождение скважин (объектов)	Количество определений	Содержание в породе в %		Содержание фракций в % в нерастворимом остатке									
		растворимых компонентов	нерастворимого остатка	> 0,25 мм		0,25—0,10 мм		0,10—0,05 мм		0,05—0,01 мм		< 0,01 мм	
		от	до	от	до	от	до	от	до	от	до	от	до
Абсаламово	2 среднее	60,56—68,76 64,66	31,24—39,44 35,34	0,01—0,03 0,02	—	0,44—0,54 0,49	—	15,08—23,97 19,53	—	8,22—21,67 15,29	—	62,78—66,56 64,67	—
Крым-Сарай	14 среднее	36,52—77,13 59,08	22,87—63,48 40,92	—	7,06 0,95	—	64,82 19,04	0,29—26,61 6,98	—	0,62—42,46 15,10	—	14,59—99,08 57,93	—
Шугурово	7 среднее	39,83—77,08 59,81	22,92—60,17 40,19	—	2,07 0,42	0,20—4,12 1,43	—	5,88—22,94 12,45	—	9,21—29,58 20,52	—	51,52—81,04 65,18	—
Ойкино	14 среднее	34,67—69,03 47,54	30,97—65,33 52,46	—	9,20 ¹ 1,02	0,05—84,83 ¹ 8,15	—	5,31—56,70 ¹ 23,06	—	2,64—39,59 14,88	—	6,45—77,28 52,89	—
Елабуга	6 среднее	35,67—47,17 42,03	52,83—64,33 57,97	—	6,24 1,51	0,02—38,40 9,86	—	1,33—71,58 33,98	—	2,15—56,82 19,30	—	11,11—85,91 35,35	—
Шуган	2 среднее	36,09—37,50 36,79	62,50—63,91 63,21	—	—	0,11—0,15 0,13	—	20,26—22,52 21,39	—	40,63—42,67 41,65	—	34,66—39,00 36,83	—

¹ Высокое содержание фракций > 0,05 мм обязано скоплению гипса и отчасти пирита.

количественная роль обломочного материала и величина его зерен очень непостоянная и колеблется в больших пределах, поэтому среди мергелей выделяются песчаные, алевроитовые, алевроито-глинистые, глинистые разности. При этом снизу вверх по разрезам в восточной части распространения уфимских отложений у мергелей наблюдается увеличение в их составе зерен обломочного материала. Выход тяжелых минералов из мергелей колеблется от 0,1 до 2%, иногда же достигает 12—93% за счет повышенной пиритизации (д. Шугурово).

Кроме кластического материала, в мергелях наблюдаются иногда рассеянные или концентрирующиеся на плоскостях напластования растительные остатки (д. Ойкино), обломки раковин остракод и другие неясные остатки фауны (дд. Шугурово, Ойкино), выполненные мелкозернистым кальцитом. Констатируются в них поры и трещинки, по стенкам или нацело выполненные мелко-крупнозернистым кальцитом или доломитом. Установлены также включения ромбоэдров доломита, выделения кремня (д. Ойкино), импрегнации и прослойки гипса шпатового облика, реже волокнистого строения, иногда с реликтами пелитоморфного кальцита (д. Ойкино), пятна и разводы гидроокисей железа, нередко вокруг пирита (д. Крым-Сарай, г. Елабуга), криптокристаллические стяжения пирита причудливой и округлой формы, рассеянные или скопляющиеся по слоистости (дд. Шугурово, Ойкино).

Известняки и реже доломиты (д. Крым-Сарай) так же, как и мергели, в основной своей массе приурочены, кроме района д. Шугурово, к нижней половине разреза. Макроскопически они представляют собой породы, обладающие серой окраской с розоватыми на востоке и зеленоватыми на западе оттенками.

Под микроскопом известняки и доломиты характеризуются пелитоморфной, реже в нижних прослоях — мелкозернистой структурами (дд. Крым-Сарай, Ойкино). Форма у зерен кальцита и доломита неправильная. Иногда наблюдаются в известняках перекристаллизованные участки, сложенные крупнозернистым агрегатом кальцита, а в доломитах — ромбоэдрами доломита, нередко по стенкам пор и трещинок. Основная масса породы обычно в той или иной степени обильна гелевидным веществом, не действующим на поляризованный свет, и содержит рассеянные зерна пелитового и алевроитового терригенного материала, иногда скопляющегося в микропрослоях (д. Ойкино). Снизу вверх по разрезу у д. Крым-Сарай происходит обогащение карбонатных пород глинисто-алевритовым материалом, а у д. Шугурово, наоборот, обеднение (таблица 7).

Кроме того, в известняках отмечаются: а) остатки и неясные обломки фауны, выполненные пелитоморфным кальцитом (дд. Шугурово, Ойкино), реже гипсом (д. Ойкино), б) стяжения кварца в виде сферолитов размером от 0,03 до 0,15 мм (дд. Крым-Сарай, Шугурово), розеток, состоящих из радиально-сросшихся призматических кристаллов (д. Крым-Сарай), в) стяжения кремня и халцедона неправильных очертаний с размером от 0,03 до 0,23 мм (д. Ойкино), г) импрегнации и выделения гипса в порах, трещинках, между остатками фауны, крупнокристаллического, реже волокнистого строения (дд. Крым-Сарай, Ойкино), иногда с реликтами доломита, ангидрита (д. Ойкино), выделениями кристаллов целестина (д. Крым-Сарай), д) стяжения криптокристаллического пирита разнообразных форм, кристаллы его, иногда сросстки их, е) выделения гидроокисей железа вокруг пирита, на плоскостях напластования и в породе в виде пятен, разводов и ж) скопления битума (загустевшей нефти) по трещинкам, в порах и по наслоенности (д. Ойкино).

Таблица 7

Местонахождение скважин (обнажений)	Количество определений	Содержание в породе в %				Содержание фракций в % в нерастворимом остатке							
		растворимых компонентов		нерастворимого остатка	> 0,25 мм	0,25—0,10 мм		0,10—0,05 мм		0,05—0,01 мм		< 0,01 мм	
		от	до			от	до	от	до	от	до		
Крым-Сарай	известн. 2 среднее	86,42—87,15 86,78	12,85—13,58 13,22	—	0,01 0,005	0,02 0,035	0,04—0,04 0,04	0,30—2,60 1,45	97,31—99,63 98,47				
Шугурово	известн. 4 среднее	83,30—92,96 89,82	7,03—16,70 10,18	0,03—0,95 0,24	0,43—0,61 0,52	5,04—11,28 8,62	12,23—18,21 16,11	66,80—80,88 74,51					
Ойкино	4 среднее	73,73—83,18 78,27	16,82—26,27 21,73	—	8,20 2,58 ¹	0,10—4,66 1,89 ¹	14,50—28,35 21,55 ¹	4,68—11,30 7,99	49,62—79,93 65,99				
Крым-Сарай	доломит. 4 среднее	89,92—96,37 92,44	3,63—10,08 7,56	—	11,44 2,94 ¹	—	5,88 1,61 ¹	0,04—1,22 0,62	0,07—6,57 2,79	81,60—98,64 92,04			

¹ Повышенное содержание фракций > 0,05 мм обусловлено наличием гипса.

Гипс в виде линзы (прослоя) мощностью около 2 м установлен в нижней половине разреза у д. Ойкино. Макроскопически он характеризуется зернистой структурой, белой, красновато-бурой или серовато-розовой окраской, наличием промазок, прослоек глинисто-алевритового материала и доломита. Под микроскопом гипс обладает неравномернозернистой структурой. Форма у зерен неправильная. Величина же их варьирует от 0,03 до 4 мм. Участками гипс перекристаллизован в волокнистые и шпатовые агрегаты. В массе гипса отмечаются: а) прожилки и участки разнообразных очертаний мелкозернистого доломита с величиной зерен 0,03—0,06 мм, обычно с примесью глинистого и реже кластического материала, б) рассеянные кристаллы и стяжения пирита неправильной формы (до 1,5 мм) и в) включения зерен целестина.

Таким образом, в результате произведенного анализа пород и их распределения во времени и пространстве подмечаются определенные закономерности, обусловленные изменением условий осадкообразования и отражающими, повидимому, колебательные движения земной коры с общей тенденцией подъема местности. Так, в направлении снизу вверх по разрезу, т. е. во времени, выявляется уменьшение известковистости пород, наиболее значительной в нижней половине разреза, сложенной карбонатным рядом осадков — доломитами, мергелями и пониженной в верхней преобладающей части разреза. Подобное явление происходит соответственно постепенной смене вверх по разрезу карбонатно-мергелистых пород аргиллитами, а затем и более крупнозернистыми породами — алевролитами и, наконец, песчаниками. Последние локализируются, как правило, в верхних горизонтах уфимских отложений или же в основании пачек, знаменуя собой начало нового ритма, подобно конгломератам. Также в разрезе подмечается сокращение роли вторичных процессов и изменение характера их. Они наиболее интенсивно проявляются в карбонатном ряде осадков (перекристаллизация, пиритизация, гипсизация, доломитизация, кварцизация) и менее заметно в кластическом (кальцитизация, обохривание, пиритизация, гипсизация и битумизация). Эти закономерности в районе д. Шугурово прослеживаются слабо.

В пространственном распространении литологических разностей пород — в направлении с востока и севера на запад и юг — подмечается приуроченность крупнообломочных и плохо отсортированных разностей пород — песчаников и конгломератов — в основном к восточной и северной областям распространения уфимских отложений. В направлении на запад и юг происходит сокращение их роли почти до полного выклинивания одновременно с улучшением отсортированности зерен обломочного материала и уменьшением крупности их во всех осадках кластического ряда. Наряду с этим устанавливается увеличение значения брекчий, выполняющих неровности рельефа подстилающих образований (кроме района д. Шугурово) и алевролитов. Одновременно происходит сокращение в целом уфимских отложений, а также мощности нижней карбонатной толщи с выклиниванием ее у д. Аксубаево. Также изменяется и характер вторичных процессов, выделений и их интенсивности. Так, например, развитые на востоке обохривание и кальцитизация теряют на западе свое значение. Наоборот, редко прослеживающиеся здесь, и то преимущественно в низах уфимских отложений, пиритизация, гипсизация, кварцизация приобретают господствующее значение на западе почти по всему разрезу. Кроме того, доломитизация, устанавливаемая на востоке, не наблюдается на западе, а битумизация не обнаруживается на востоке. Наряду с этим наблюдается смена красноокрашенных разностей пород зеленовато-серыми.

Зерна обломочного материала, слагающие терригенные осадки и входящие в состав пород карбонатного ряда, обладают во времени и пространстве слабой отсортированностью. Породы, как правило, содержат, и иногда в значительном количестве, примеси зерен другого размера. Нередко роль глинистых частиц по разрезу уфимских отложений уменьшается снизу вверх, т. е. во времени, а значение песчано-алевритовых фракций по этому направлению соответственно увеличивается. В направлении с востока на запад происходит обратная зависимость.

Зерна обломочного материала в основном представлены минералами и обломками пород, концентрирующимися в легких фракциях. Содержание тяжелых фракций в породах уфимских отложений колеблется от долей процента до 1—2%, редко до 24% (таблица 8).

В песчаной фракции (0,25—0,10 мм) содержание тяжелых минералов составляет около 0,5%, реже повышается до 1% и, как исключение, до 93%, в крупноалевритовой фракции (0,10—0,05 мм) — от 0,5 до 2—4%, редко составляет 28%, а в мелкоалевритовой — от 0,2 до 1,2%, иногда до 11%. В большинстве случаев повышенное содержание тяжелых минералов связано с карбонатными породами. Оно обязано выделениям целестина и скоплению пирита. Одновременно с этим прослеживается незначительное увеличение содержания тяжелых минералов в породах, обогащенных песчано-крупноалевритовым обломочным материалом. Кроме этих особенностей, подмечается некоторая общая тенденция уменьшения процентного содержания тяжелых фракций снизу вверх по разрезам уфимских отложений. Этот факт находит объяснение в изменении литологического состава пород от карбонатных к кластическим.

В составе нерастворимых остатков из пород уфимских отложений выделяется сложный комплекс минералов (таблица 8 и рисунок 3). Среди них прежде всего обособляются минералы терригенные. К ним в тяжелых фракциях относятся: группа черных рудных минералов (магнетит, титаномагнетит, ильменит, гематит, хромит), группа эпидота (эпидот, цонзит, клиноцонзит, редко тулит), циркон, группа граната (гроссуляр, альмандин, реже спессартит, в виде единичных зерен пироп и уваровит), группа титансодержащих минералов — титанит (двух типов), рутил (нередко нигрин), анатаз, брукит, группа хромошпинеллидов, объединенных под общим названием пикотит, турмалин (часто индиголит), группа слюд (биотит, мусковит, зеленая слюда), хлорит, хлоритонд, ставролит, дистен, силлиманит, дюмортьерит, группа амфиболов (обыкновенная зеленая роговая обманка, арфведсонит, тремолит, актинолит, редко глаукофан и базальтическая роговая обманка), корунд (иногда сапфир), апатит, группа пироксенов (энстатит, диопсид, авгит, эгирин и разности промежуточные между ними — эгирин-авгит), глауконит. В легких фракциях в группу терригенных входят: кварц, кремнь, халцедон, опал (частью вторичные), полевые шпаты (плагиоклазы, ортоклаз, микроклин). Кроме того, в легких фракциях наблюдаются в большом количестве, а незначительно и в тяжелых, сильно измененные, обохренные гидроокисями железа зерна магматических, метаморфических, местами осадочных пород и иногда минералы с переменным удельным весом, колеблющимся около 2,9 (хлорит, биотит, мусковит, глауконит).

По степени распространенности среди перечисленных минералов в тяжелых фракциях обособляются три категории их: 1) минералы ведущие, с содержанием > 10%, как, например, группа черных

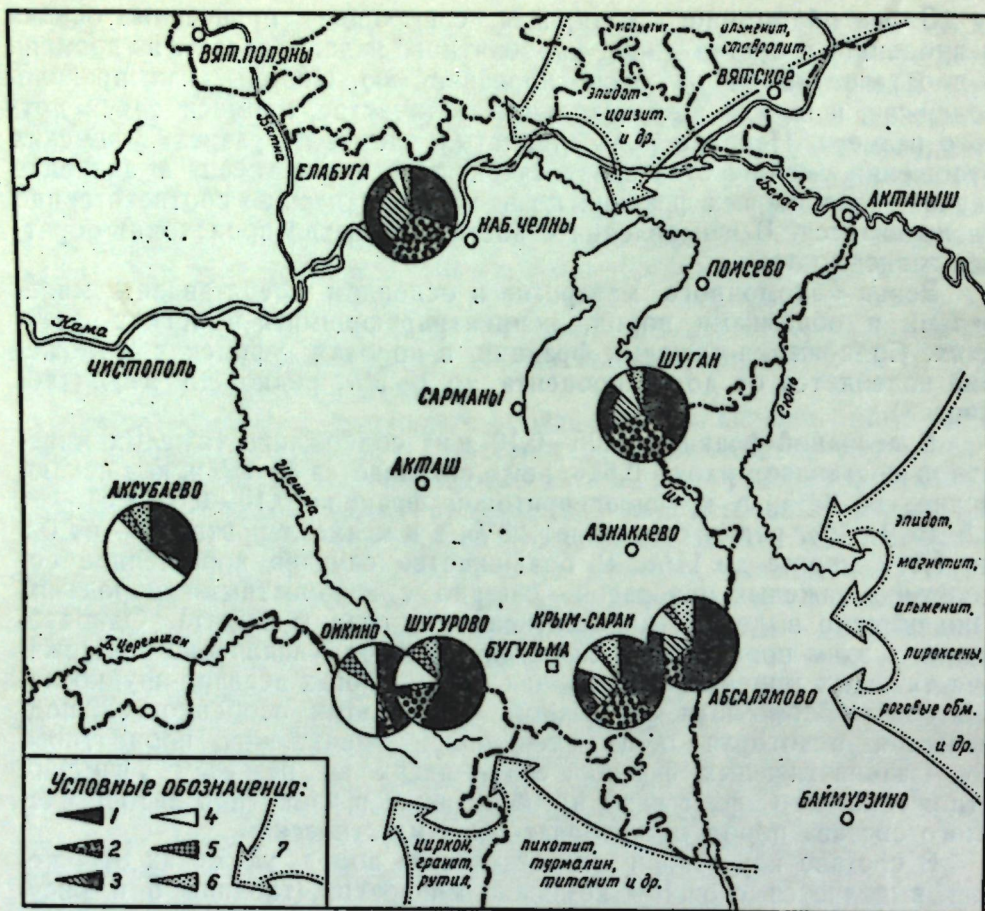


Рис. 3. Схема изменения минералогического состава в уфимских отложениях.

Условные обозначения:

1 — группа черных рудных минералов, 2 — гидрогетит, 3 — группа эпидота-цонзита, 4 — группа устойчивых минералов (циркон, гранат, титанит, рутил, турмалин), 5 — пикотит, 6 — остальные минералы, 7 — направление источников обломочного материала.

рудных минералов, группа эпидота, гидрогетит¹, иногда циркон, гранат, пикотит, 2) второстепенные минералы, обычно являющиеся руководящими или коррелирующими, с содержанием от 1 до 10%, как циркон, гранат, пикотит, реже титанит, рутил, турмалин, группа амфиболов и 3) акцессорные минералы с концентрацией < 1%. К последним относятся все остальные из отмеченных выше минералов.

Среди минералов, встречающихся в легких фракциях, в первую группу входят кварц, полевые шпаты, обломки горных пород, во вторую — кремнь, халцедон, опал, а в последнюю — группа слюд и другие.

На основании детального изучения тяжелых фракций из пород уфимских отложений установлен довольно выдержанный вещественный состав их. Количественная же роль отдельных минералов во времени и пространстве подвержена значительным колебаниям, имеющим нередко закономерный характер, правда не всегда выдерживающийся.

¹ Гидрогетит включен в группу терригенных ввиду образования его за счет окисления в основном терригенных железосодержащих минералов (магнетита и других).

пикотит	пикотит	апатит	Пироксенов				сидерит	глаукозит	разрушенных и неопределенных
			энстатит	диопсид	авгит	эгирин			
19	20	37	38	39	40	41	42	43	44
—	1,39	—	—	—	—	—	—	0,05	6,51
—	2,53	—	0,08	0,04	0,07	0,08	—	—	5,07
0,20	2,93	—	—	0,10	0,19	0,27	—	—	5,85
0,06	2,32	—	0,04	0,04	0,11	0,15	—	0,01	7,43
—	1,48	0,02	0,11	0,12	0,19	0,27	0,07	0,29	4,45
—	0,36	—	0,05	0,05	0,02	—	—	—	1,78
—	1,44	0,02	0,04	0,10	0,04	0,11	—	0,05	3,37
—	1,86	—	0,09	0,20	0,03	0,08	0,01	0,22	3,70
—	1,11	—	0,05	0,12	0,09	0,12	0,01	0,07	3,59
—	0,49	—	0,83	0,30	0,30	0,19	—	—	10,01
—	—	—	0,96	—	—	—	—	—	5,62
—	1,34	0,006	0,13	0,14	0,08	0,11	0,01	0,13	3,96
—	3,64	—	0,05	0,15	0,01	0,01	0,02	0,15	4,31
—	4,65	—	0,08	0,10	0,02	0,08	—	0,06	4,62
—	5,89	—	0,04	0,14	0,08	0,10	0,01	0,11	4,21
—	7,20	—	0,03	0,22	—	0,10	—	—	3,69
—	4,81	—	0,06	0,14	0,02	0,06	0,008	0,09	4,115
—	7,00	—	—	—	—	—	—	—	6,20
—	10,48	0,21	0,19	0,44	—	0,14	0,03	—	6,73
—	10,31	0,02	—	0,29	—	0,03	—	0,01	4,99
—	8,62	—	—	0,34	—	—	—	—	3,67
—	9,09	0,02	0,02	0,18	0,01	0,02	0,01	0,08	4,18
—	7,95	—	0,03	0,32	0,03	0,16	—	0,03	5,17
—	5,12	—	0,02	0,14	—	0,01	—	0,11	7,54
—	3,80	—	—	—	—	—	—	—	8,85
—	8,22	0,03	0,03	0,22	0,007	0,04	0,01	0,06	5,508
—	7,10	0,11	—	0,11	—	—	—	0,11	6,82
—	2,38	—	0,12	—	—	—	—	0,24	6,63
—	4,74	0,06	0,06	0,06	—	—	—	0,18	6,69
—	1,53	—	—	—	—	—	—	—	6,15
—	0,58	—	—	—	0,05	0,12	0,10	—	1,24
—	0,78	—	—	—	0,26	—	0,52	—	1,59
—	1,33	—	—	—	—	0,20	—	—	1,42
—	0,96	—	—	—	0,06	0,11	0,12	—	2,03
—	0,39	—	—	0,13	—	—	0,13	—	2,11
—	0,36	0,03	0,05	0,11	0,03	0,03	0,13	0,04	2,04
—	0,42	0,07	0,06	0,08	—	0,03	0,11	0,02	2,58
—	0,58	—	0,06	0,09	—	0,03	0,05	—	2,29
—	0,43	0,04	0,05	0,09	0,01	0,03	0,11	0,02	2,265

Основную массу тяжелых фракций обычно составляют рудные зерна магнетита, ильменита, неправильной, угловато-окатанной формы, иногда со следами изменения соответственно в гидрогетит и лейкоксен. Содержание их изменяется от 15 до 70%. Наибольшая концентрация рудных зерен совпадает с песчаными фракциями. Понижение же ее происходит с уменьшением крупности зерен. Соответственно этому количество рудных минералов сокращается сверху вниз по разрезу и менее заметно с востока на запад и с севера на юг.

Гидрогетит обязан своим возникновением вторичным процессам окисления железосодержащих минералов (в основном терригенных, реже пирита). Содержание гидрогетита неодинаковое от долей процента до 70%. Наибольшая его концентрация приурочена к породам, содержащим крупнообломочный материал — песчаникам, алевролитам, а наименьшая — к мергелисто-карбонатным породам. Поэтому значение его увеличивается вверх по разрезу, сокращается в направлении с востока на запад (обычно от 15—30% до 0—2%) и возрастает к северу (до 20—40%).

Группа эпидота-цоизита характеризуется также переменным содержанием в тяжелых фракциях — от долей процента до 53% с тем же характером распределения, что у рудных минералов и гидрогетита. Угловатые и угловато-окатанные, часто разрушенные зерна эпидота и редко зеленые кристаллы его скопляются обычно в песчаных фракциях, а менее разрушенные, как и призматические бесцветные или зеленоватые зерна цоизита и клиноцоизита, — в алевроитовых. Сокращение концентрации их происходит с уменьшением крупности зерен в породах. Поэтому роль эпидота повышается в тяжелых фракциях снизу вверх по разрезу (обычно от 0—3% до 16—36%), а также с юго-запада на северо-восток (до 25—30%), а сокращается с востока на запад (от 7—15% до 1—3%).

Совершенно иная картина распределения во времени и пространстве наблюдается у минералов преимущественно второстепенного значения — циркона, граната, пикотита, титанита, рутила, турмалина и реже других.

Призматические зерна и кристаллы циркона составляют в тяжелых фракциях от долей процента до 20%. Они большей частью полуокатанные, иногда зональные, бесцветные, реже желтоватые, бурые, розовые. Наибольшее скопление циркона совпадает с мергелисто-карбонатными породами, независимо от местоположения их в разрезе, и реже с аргиллитами. С увеличением же роли терригенных зерен и их крупности в составе пород содержание циркона падает. Роль его в тяжелых фракциях повышается в верхней пачке (до 2—7%) и нижней карбонатной части разреза (до 3—18%), увеличивается с востока на запад (обычно от 1—3% до 11—13%) и сокращается к северу (до 1—2%). При этом в мергелисто-карбонатных породах и в других разностях из западной зоны распространения уфимских отложений зерна циркона обычно ясно огранены, бесцветны, образуют нередко коленчатые двойники и сростки (микродрузы), иногда же они разъедены — корродированы.

В распределении группы граната по разрезам уфимских отложений и по простиранию прослеживаются те же закономерности, что у циркона: а) колебания в содержании (от долей процента до 31%), б) повышение содержания в мергелисто-карбонатных породах и аргиллитах, а понижение — в песчаниках и алевролитах, в) некоторое обогащение зернами граната пород из нижней части разреза и верхней пачки, г) увеличение роли граната в направлении с востока на запад, притом по всему разрезу от 1—2 до 16—31%, д) некоторое

снижение содержания его к северу до 0—1% и е) появление, наряду с оскольчатыми, зернами, иногда кристаллов граната (ромбические додекаэдры и трапецоэдры) в мергелисто-карбонатных породах на востоке и почти по всему разрезу на западе.

Группа пикотита представлена оскольчатыми, остросребристыми зернами желто- и красно-бурой окраски, реже желтой и буро-черной. Содержание их колеблется от 0,1 до 17%. Иногда пикотит отсутствует. Наибольшая концентрация группы пикотита приурочивается к аргиллитам и мергелисто-карбонатным породам, к нижней части разреза (3—10%) и отчасти к верхней пачке (1—3%) уфимских отложений. По простиранию роль пикотита в тяжелых фракциях увеличивается с востока на запад (обычно от 0—2% до 5—16%), притом по всему разрезу, и сокращается на север (до 0—1%).

Тот же характер распределения по разрезам скважин и простиранию имеют титанит, рутил, турмалин. Содержание их колеблется от долей процента до 10%. Наибольшее скопление титанита, рутила, турмалина отмечается в мергелисто-карбонатных породах и аргиллитах, а наименьшее — в песчаниках и алевролитах. Концентрация их достигает нескольких процентов в верхней пачке (титанита 1—2%, рутила 1—3%, турмалина 1—3%) и особенно в нижней (титанита 2—10%, рутила 3—10%, турмалина 3—9%) карбонатной части уфимских отложений, тогда как в остальном разрезе, особенно на востоке и севере Татарии, они редко составляют 1% и являются акцессорными примесями. В направлении на запад происходит увеличение их концентрации по всему разрезу (в пределах 2—7%). Обычной формой у титанита являются угловато-окатанные бесцветные зерна, у рутила — игольчатые желто- и красно-бурые кристаллы, иногда обломанные и окатанные, у турмалина — желто-бурые и зеленые призмы с окатанными или обломанными головками. В мергелисто-карбонатных породах, отчасти и в аргиллитах на востоке, а также во всех разностях пород на западе распространения уфимских отложений отмечается, наряду с обычной, иная морфология указанных минералов, чем на востоке. Так появляются: серо-желтый титанит, часто в форме изометрических и клиновидных кристаллов, черно-бурые кристаллы рутила-нигрина, многочисленные коленчатые и сердцевидные двойники, сростки, микродрузы рутила разнообразных окрасок, кристаллы турмалина, полихромные зерна его, а также синий индиголит.

Из группы слюд наиболее распространены листочки биотита (0—5%) зелено-желтой и красно бурой окраски, иногда обесцвеченные в результате изменения. Изредка отмечаются шестиугольные пластинки как у биотита, так и у бесцветного мусковита (0—3%). Листочки зеленых слюд (0—0,5%) так же, как и мусковита, не всегда отмечаются в тяжелых фракциях. Для группы слюд характерна наибольшая приуроченность к восточной области распространения уфимских отложений и снижение концентрации ее к западу (от 0—5 до 0—1%), т. е. обратная тенденция, чем у вышерассмотренных минералов. При этом наименьшей концентрации биотита в мергелисто-карбонатных породах соответствует повышенное содержание мусковита и зеленых слюд.

Все остальные минералы в тяжелых фракциях относятся к акцессорным примесям, содержание которых редко превышает 1%, чаще же ограничивается единичными зернами. Нередко они совсем не отмечаются. Наряду с этим в распределении некоторых акцессорных минералов во времени и пространстве иногда прослеживаются закономерности, а именно: а) обогащение тяжелых фракций зернами амфиболов (до 3—5%) в породах из верхней пачки уфимских отложений, а отчасти и нижних на западе, и появление в первом случае, наряду

с обычной роговой обманкой, актинолита, тремолита, глаукофана (д. Ойкино), б) исчезновение зерен хлорита в направлении с востока (0,1—2%) на запад, в) приуроченность хлоритоида (до 2—20%) к песчаникам из кровли уфимских отложений на западе (д. Ойкино) при более обычном отсутствии в других породах, г) постоянное нахождение зерен анатаза в тяжелых фракциях в западных зонах распространения уфимских отложений и повышенное содержание его (2—8%) в верхней пачке, д) почти постоянное наличие зерен ставролита и дистена в кластическом ряде осадков и частое отсутствие в нижней карбонатной толще, е) установление единичных зерен глауконита по всему разрезу на востоке и только в нижней части уфимских отложений на западе, ж) частое присутствие пироксенов на востоке и редкое — на западе.

К акцессорным минералам, отмечаемым в виде единичных зерен, без каких-либо закономерностей в распределении относятся: брукит, корунд (иногда сапфир), апатит, силлиманит, дюмортьерит.

Легкие фракции из пород уфимских отложений менее разнообразны в минералогическом отношении. Наиболее распространенным минералом в их составе является кварц. Зерна кварца угловатой и угловато-окатанной формы бесцветные или разнообразных окрасок, нередко с многочисленными включениями составляют в легких фракциях то доли процента, то 40%, чаще же 15—30%. Характерна приуроченность кварца к песчаным фракциям и крупнообломочным породам.

Содержание полевых шпатов (ортоклаз, реже плагиоклазы и микроклин) меняется от 1 до 43%, чаще же ограничивается 8—25%. Зерна полевых шпатов обычно сильно разрушены, особенно в терригенных разностях пород и менее значительно в мергелисто-карбонатных, характеризующихся несколько повышенным содержанием их.

Разрушенные зерна, повидимому, полевых шпатов и многочисленных обломков пород (диабазы, дибазовые порфиристы, хлоритовые, слюдяные, кварцево-серпичитовые сланцы, кварциты, кварцевые песчаники и некоторые другие), часто обохренны гидроокисями железа, на востоке составляют в крупнокластических породах 1—10%, реже 30%. Количественно они уменьшаются к западу и в нижней части разрезов, сложенных карбонатными породами.

Кремень, халцедон и опал¹ относятся к второстепенным минералам. Они характеризуются неодинаковым содержанием, более повышенным у кремня (5—15%, редко 20%, иногда отсутствует), чем у халцедона и опала (1—5%), часто не отмечаемых. Остальные минералы в составе легких фракций (биотит, мусковит, хлорит, глаукоцит) являются акцессорными примесями.

Другую группу в тяжелых и легких фракциях, менее распространенную и более однообразную в качественном отношении, составляют минералы аутигенные. Они являются продуктами выделения в процессе осадконакопления и их преобразования. К этой категории в тяжелых фракциях относятся син- и диагенетические выделения пирита, целестина, ангидрита, флюорита, а в легких — гипса и ангидрита.

Криптокристаллические стяжения или кристаллы пирита в тяжелых фракциях характеризуются неодинаковым содержанием (от 0,1 до 99%), иногда даже отсутствием в восточной области распространения уфимских отложений, повышенным содержанием в нижней и верхней пачках и увеличением роли его в направлении с востока и

¹ Все три минерала отчасти являются вторичными.

северо-востока на запад и юго-запад (от 0—5% до 80—90%). Они приурочены к мергелисто-карбонатным породам.

Целестин в тяжелых фракциях отмечается лишь в виде единичных зерен в терригенных разностях и только в огипсованных мергелисто-карбонатных породах составляет до 5—48%. Наиболее значительная концентрация его прослеживается в нижней части разреза уфимских отложений, особенно на западе.

Акцессорной примесью в тяжелых фракциях являются также единичные зерна ангидрита, флюорита в карбонатных породах из нижней части отложений и азурита, хризоколла, малахита в верхней пачке на востоке.

В легких фракциях спорадически отмечается повышенное содержание гипса в количестве до 40—80% в огипсованных разностях пород из нижней части разреза, чаще встречающихся в западной зоне распространения уфимских отложений. Обычное содержание гипса редко превышает 10%. В кластических разностях пород на востоке Гипс встречается в единичных зернах.

Третью группу составляют минералы вторичные, ката-гипергенные, как продукты, полученные при последующих процессах преобразования. К этим образованиям в тяжелых фракциях принадлежат: гидрогетит за счет окисления терригенных железосодержащих минералов, реже пирита, частично лейкоксен в результате разложения ильменита, целестин, а в легких — кварц, халцедон, кремнь.

Таким образом, при довольно выдержанном составе тяжелых и легких фракций из пород уфимских отложений количественное содержание отдельных минералов или групп их во времени и пространстве меняется. Это объясняется в ряде случаев особенностями состава пород. Так, например, тяжелые фракции из прослоев песчаников, алевролитов и пород, содержащих более крупнообломочный терригенный материал, обогащаются зернами магнетита-ильменита, эпидота-донзита, гидрогетита, биотита, а в легких — кварца, обломков пород и разрушенных зерен. Мергелисто-карбонатные породы так же, как и аргиллиты, содержат повышенное количество зерен циркона, граната, пикотита, рутила, титанита, турмалина, амфиболов, мусковита, а в легких — полевых шпатов.

Не всегда одинаковые условия накопления и преобразования уфимских отложений также накладывают отпечаток на распределение минералов, в особенности аутигенного и вторичного происхождения, как, например, пирита, гидрогетита, целестина, гипса, ангидрита и других. В распределении пирита и гидрогетита существует такая зависимость: наибольшей пиритизации соответствует наименьшее содержание гидрогетита и наоборот. Поэтому на основании изучения распространения этих минералов напрашивается вывод, что в восточной части территории Татарии господствовали условия, благоприятствовавшие образованию гидрогетита за счет терригенных железосодержащих минералов в уфимских отложениях. К западу же они в нижних горизонтах, а затем и по всему разрезу их, заменялись условиями восстановительной среды, в которой, благодаря последующей битумизации и отчасти сероводородному брожению при осадконакоплении, почти все породы сильно пиритизированы.

Наличие гипса, ангидрита, целестина в породах из нижней и средней частей уфимских отложений свидетельствует об условиях образования их в водоемах с повышенной соленостью вод.

Вопрос об источнике сноса терригенного материала в уфимское время труден для решения на основании произведенных исследований. Распределение терригенного материала как по разрезам скважин, так и в пространстве меняется. Так, соответственно изменению лито-

логического состава пород снизу вверх от карбонатных к кластическим происходит, с одной стороны, увеличение содержания группы черных рудных минералов, гидрогетита и группы эпидота, а с другой стороны, сокращение содержания циркона, граната, турмалина, рутила, мусковита, пикотита, титанита, господствующих в нижней карбонатной части разреза. Отмеченная выше закономерность изменения минералогического состава тяжелых фракций снизу вверх по разрезу характерна для восточной области развития уфимских отложений. К западу она теряет свое значение. Здесь в полном разрезе уфимских отложений прослеживаются иные количественные соотношения в минералогическом составе терригенного материала. Минералогический состав тяжелых фракций из скважин у дд. Ойкино и Аксубаево соответствует нижней карбонатной части разреза уфимских отложений из более восточных районов Татарии. Здесь наблюдается повышенное содержание циркона, граната, пикотита, рутила, титанита, турмалина и пониженное — черных рудных минералов, группы эпидота и гидрогетита. Это свидетельствует о приносе терригенного материала не только с востока, как принято считать [1, 8 и др.], но и с более широкого региона, повидимому, откуда-то с юго-востока, как пишет В. П. Батурии [2, 3, 4], и севера, на что указывает С. Г. Саркисян [9], частично и за счет переотложения терригенного материала. Первое предположение подтверждается в частности появлением розовой разновидности граната-альмандина, желтой титанита, темноокрашенного рутила-нигрина, синего турмалина-индиголита. Они не характерны для уфимских отложений в более восточных районах, а если и наблюдаются, то только в мергелисто-карбонатных прослоях, в которые приносился материал с большого региона. При этом для указанных минералов характерны ясно ограниченные кристаллы, двойники, сростки и некоторые другие морфологические особенности, как, например, разьедание граней, зональность и полихромность у турмалина. Приносу же терригенного материала с востока соответствует уменьшение с востока на запад роли группы эпидота, биотита и некоторых других минералов. Поступление зерен обломочного материала с севера отражается в сокращении с севера на юг и юго-запад в тяжелых фракциях группы эпидота-донзита, амфиболов и других акцессорных примесей. Несколько особо выделяется район д. Шугурово, где в тяжелых фракциях находят отражение оба источника сноса.

Литоогический характер осадков, слагающих уфимские отложения на территории Татарии, свидетельствует о формировании их в основном в условиях прибрежного мелкоморья с изрезанной береговой линией и разными глубинами. Постепенное наступление моря с востока и северо-востока происходило после перерыва в осадконакоплении на размытую, неровную, закарстованную поверхность сакмаро-артинских образований в связи с погружением суши на востоке и северо-востоке Татарии в начале уфимского времени. В наиболее пониженных формах рельефа подстилающих образований накапливались карбонатные брекчии, как следствие интенсивного разрушения сакмаро-артинских отложений.

Движения земной коры в уфимское время имели общую тенденцию к поднятию суши, омерлению морского бассейна и постепенному отступлению его на восток. Эта тенденция выразилась в постепенной смене более глубоководных осадков — мергелисто-карбонатных пород — терригенными, все более крупнообломочными. Принос с востока, юго-востока и севера зерен обломочного материала происходил ритмически, как следствие мелких колебательных движений земной коры на фоне общего поднятия. Это привело к двух-, трех-

и реже четырехкратной чередуемости алевролито-песчанников осадков глинисто-карбонатными. При этом в основании ритмов-пачек обычно наблюдаются прослои конгломерата или песчаника, как следствие интенсивного поступления обломочного материала, кверху сменяемые более тонкозернистыми и глинистыми разностями пород, в кровле нередко с прослоями мергелей и карбонатных пород, иногда загипсованных. Эти факты свидетельствуют о ритмическом усиленном поступлении обломочного материала в него и затем засолонении водоема.

На изменения условий осадконакопления в пространстве оказывали влияние местные факторы: характер береговой линии, особенности донного рельефа, течения и т. п. На изученной территории Татарии, на основании полученных данных литологических исследований, выделяются три области распространения уфимских отложений, в которых характер накопления осадков был неодинаковым.

Так, в наиболее восточных и северных районах (дд. Крым-Сарай, Абсаламово, Шуган, г. Елабуга) отложение уфимских осадков происходило в основном в условиях окислительной среды, благодаря поступлению в мелководный бассейн многочисленного обломочного материала, приносимого пресными водами, кроме самых нижних горизонтов, носивших более глубоководный характер с явлениями засолонения и застойного режима вод.

В центральной части распространения уфимских отложений (район д. Шугурово) наблюдается сокращенная мощность уфимских отложений, в основном за счет отсутствия мергелисто-карбонатных разностей пород в нижней части. В районе д. Шугурово сакмаро-артинские отложения, повидимому, были приподняты, и потому воды уфимского бассейна поступили сюда значительно позднее, чем в остальные районы распространения уфимских отложений. Здесь, по всей вероятности, в уфимское время бассейн участками был замкнутым, изолированным. Он характеризовался повышенной соленостью и застойным режимом, так как осаждение обломочного материала совершалось в нем одновременно с выпадением гипса. Бассейн со временем постепенно опреснялся. Небольшие колебательные движения земной коры, приводящие в других районах к поднятию местности и накоплению песчаников и конгломератов, здесь имели тенденцию к опусканию. Об этом свидетельствует наличие довольно мощных пачек мергелисто-карбонатных пород, даже в верхней половине разреза среди кластических по преимуществу осадков. Кроме того, в верхней части разреза устанавливаются тонкоилстые аргиллиты, по всей вероятности, накапливавшиеся в условиях заводей, заливов, в которые почти не поступал обломочный материал, в то время как в других районах происходило осаждение алевролито-песчанников образований.

Западная область развития уфимских отложений (дд. Ойкино, Аксубаево), вероятно, была отделена приподнятыми сакмаро-артинскими образованиями в районе д. Шугурово от основного бассейна. Поэтому здесь значительно проявилось засолонение бассейна. Оно вызвало не только образование выделений гипса в мергелисто-карбонатных породах по всему разрезу, но и скопление их в виде прослоев и линз. Только в самой верхней части разреза уфимских отложений вместе с поступлением многочисленного обломочного материала, принесенного пресными водами, условия засолонения бассейна прекратились.

В пределах же Татарии после отхода моря на восток в связи с поднятием суши ранее отложившиеся уфимские отложения подвергались выветриванию. Об этом свидетельствует наличие, по данным Л. М. Миропольского [6], коры выветривания (до нижеказан-

ского возраста), большая часть которой оказалась смытой нижеказанской трансгрессией и подвергалась позднее неоднократным изменениям. Из процессов, фиксирующих эти изменения, следует отметить в качестве ведущих: а) раскристаллизацию гелей в глинистых прослоях в крипточешуйчатый глинистый агрегат, б) обохривание почти всех осадков гидроокисями железа и марганца за счет изменения, главным образом, железосодержащих минералов, в) декальцитизацию в одних осадках за счет выщелачивания кальцита и, наоборот, кальцитизацию в других за счет привноса извне, г) окремнение, выраженное местами и в отдельных прослоях в результате изменения кремнийсодержащих минералов и привноса извне, д) битумизацию пород, местами сильно проявившуюся за счет привноса нефти из более глубоких отложений палеозоя, е) пиритизацию, местами сильно выраженную в связи с битумизацией и восстановительной обстановкой [6]. Все это наложило отпечаток на уфимские отложения, придало новые особенности и местами их преобразовало, глубоко изменив как их внешний облик, так и текстурно-структурные особенности и состав.

В заключение следует высказать следующие положения.

1. Уфимские отложения на территории Татарии отражают особый этап осадконакопления. Они должны рассматриваться в качестве самостоятельной стратиграфической единицы уфимской свиты, выделенной в 1915 г. А. В. Нечаевым в виде яруса [8]. Положения, выдвинутые ранее по этому вопросу К. Р. Чепиковым [10], Л. М. Миропольским [6, 7], подтверждаются фактами.

2. Уфимские отложения следует относить, повидимому, скорее всего к нижней перми, так как осадки, слагающие их, завершают собой последний этап существования бывшего здесь каменноугольного моря, позднее перешедшего в сакмаро-артинское. Море этого времени, вследствие поднятия территории Татарии во второй половине артинского века, отошло на восток и затем после кунгурского времени снова ингрессировало, благодаря опусканию восточной части Татарии. В ней и происходило накопление уфимских отложений.

3. Литологический облик уфимских отложений на территории востока Татарии, в отличие от подстилающих сакмаро-артинских образований и прикрывающих нижеказанских наслоений, характеризуется целым рядом присущих им особенностей.

4. Уфимские отложения на территории востока Татарии следует рассматривать как осадки прибрежно-морские, образовавшиеся в условиях мелкоморья, изрезанной прибрежной зоны ингрессировавшего с востока моря. Последнее в первое время существования еще сохраняло черты повышенной солености, унаследованные от кунгурского моря, а позднее опреснялось водами, стекавшими с запада и востока. Доказательством этому служит наличие в ряде пунктов в нижней части уфимских отложений проявлений процессов доломитизации известняковых осадков, концентраций сульфатитов (гипса, ангидрита и целестина), а в верхней части — накопление терригенного материала и разрушение при выходе их на поверхность, благодаря поднятию, с образованием древней доказанской коры выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусин П. П. Петрографический анализ коллекторов нефти в отложениях уфимской свиты юго-восточной Татарии. Труды Ин-та нефти, том III, 1954.
2. Батурич В. П. Литологический анализ пермских отложений юго-восточной Татарии. ИГи АН СССР, 1943.
3. Батурич В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд. АН СССР, 1947.

4. Батурин В. П. Литолого-палеогеографическое исследование уфимских отложений юго-восточной Татарии и соседних районов. Труды Ин-та нефти, т. III, 1954.

5. Миропольская Г. Л. Краткая литологическая характеристика уфимских отложений на территории Татарии. Изв. КФАН, сер. геол., № 3, 1955.

6. Миропольский Л. М. Об уфимских отложениях в Татарии. ДАН СССР, т. XI, № 4, 1948.

7. Миропольский Л. М. О стратиграфической самостоятельности уфимских отложений в Татарии. Изв. КФАН СССР, сер. геол., вып. I, 1950.

8. Нечаев А. В. Казанский и уфимский ярусы пермской системы, Геол. Восточ., ч. I, № 41, 1915.

9. Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд. АН СССР, 1949.

10. Чепиков К. Р. О границе верхней и нижней перми на Русской платформе. ДАН СССР, т. XI, № 2, 1948.

В. Н. НЕЗИМОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ ПОЛУЧЕНИЯ ТАМПОНАЖНЫХ ЦЕМЕНТОВ ИЗ СЫРЬЯ ТАТАРСКОЙ АССР

1. Введение

Нефтяная промышленность Татарии в послевоенные годы развивается стремительными темпами. За короткое время она приобрела союзное значение и уже в 1956 году даст стране нефти столько же, сколько добывается на старых и давно освоенных бакинских месторождениях.

Освоение открытых месторождений нефти и широко ведущееся поисково-разведочное бурение связаны с огромным расходом тампонажного цемента. Достаточно указать, что для тампонажа одной нефтяной скважины в среднем расходуется около 70—80 тонн цемента. Простой подсчет показывает, что для тампонажа нескольких сот скважин, разбуриваемых ежегодно, требуется цемента несколько десятков тысяч тонн. Между тем цемент на промыслы республики доставляется с цементных заводов Ульяновского и Саратовского Поволжья (Вольск, Сенгилей), центральной Башкирии (Стерлитамак) и даже Украины (Здолбунов), что связано с большими накладными расходами.

В 1950—1952 гг. Геологический институт Казанского филиала Академии наук на основе фациально-литологического анализа выявил в восточной Татарии Елабужско-Бондюжский и Шугуровский минерально-сырьевые узлы, пригодные для организации производства портланд-цемента. Лабораторными технологическими исследованиями, проведенными в институте, была доказана возможность получения из сырья названных групп месторождений высококачественных строительных цементов. Все это позволило рекомендовать в Елабужско-Бондюжском и Шугуровском районах участки для проведения поисково-разведочных работ, в результате которых трестом „Мосгеолнеруд“ еще в 1953 г. были выявлены вблизи пос. Бондюга промышленные запасы цементного сырья в количестве около 30 млн. тонн. Успешно были проведены поисково-разведочные работы в текущем году ГПК треста „Татнефтегазразведка“ и на Шугуровском минерально-сырьевом узле. По предварительным подсчетам здесь на ряде участков выявлено цементное сырье в количестве до 22 млн. тонн.

Одновременно с разведочными работами в Геологическом институте КФАН производились в течение 1953—1954 гг. поисковые технологические исследования для установления возможности получения из местного сырья тампонажных цементов, в которых нефтяная промышленность республики испытывает не менее острую нужду, чем в строительных. Установление такой возможности позволило бы

наладить в республике производство не только строительного, но и тампонажного цемента.

Настоящая работа посвящена изложению результатов первого этапа технологических исследований по получению тампонажных цемента. В ней, кроме автора, принимали участие препаратор Н. Я. Михеев (подготовка и обжиг сырьевых смесей) и старший лаборант В. К. Толмачева (физико-механические испытания цемента). Химические анализы сырья и цемента сделаны в лаборатории института лаборантом В. К. Аментовой.

2. Методика технологических исследований

Тампонажным цементом называется особый вид портланд-цемента, который получается при определенном режиме обжига природных мергелей или смеси известняка с глиной, подобранной в определенных соотношениях, и последующем тонком помоле обожженного продукта (клинкера). Благодаря применению специального технологического процесса тампонажный цемент приобретает такие качества, которые позволяют использовать его для крепления скважин путем заливки цементным раствором пространства между обсадными трубами и стенками скважины.

Тампонаж нефтяных и газовых скважин имеет чрезвычайно важное значение. Качество его в значительной мере определяется качеством цемента, который должен надежно изолировать друг от друга различные пласты. Именно поэтому к тампонажным цементам предъявляются чрезвычайно жесткие требования как в отношении сроков схватывания, так и в отношении нарастания их прочности и изменения равномерности объема.

Как известно, для обычных строительных цемента техническими условиями допускаются довольно широкие пределы сроков схватывания и разная скорость нарастания прочности, что определяет марку соответствующих цемента. Уже только потому, что некоторые строительные цементы являются быстро схватывающимися, они не могут быть использованы в качестве тампонажных. Это объясняется тем, что для проведения работ, связанных с тампонажем скважины, требуется более или менее значительное время от момента затворения цементного раствора до начала его схватывания. С другой стороны, конец схватывания должен наступить возможно быстрее, чтобы пластовые воды не могли размывать незатвердевший цементный раствор. Для этого же в первые сроки твердения цемента нарастание его прочности должно происходить наиболее интенсивно. Вместе с тем, чтобы выполнить свое назначение, цементный раствор, используемый для тампонажа скважины, не должен в процессе схватывания и твердения давать усадку и трескаться вследствие неравномерности изменения объема.

Техническими условиями ГОСТ 1581-42 предусматривается, что все лабораторные испытания тампонажных цемента проводятся на растворах, состоящих из цемента и 50% воды по отношению к его весу. Сроки схватывания цемента для „холодных“ скважин должны быть: начало — не ранее 3 час. и не позднее 7 час. 30 м. после затворения, а конец — не позднее 3 час. после начала схватывания. Временное сопротивление изгибу балочек, приготовленных из цементного раствора, после 2 суток твердения должно быть не менее 27 кг/см².

ГОСТ 1581-42, кроме того, предусматривает, что тампонажные цементы должны обладать тонкостью помола не менее 85% (остаток на сите № 90 не более 15%), равномерно изменять объем при испы-

тании лепешек кипячением и пропариванием и не содержать сернистый ангидрид в количестве более 3,5%. Большинство последних требований относится к строительному цементу и может быть легко обеспечено при правильной технологии его производства.

Так как главными требованиями, предъявляемыми к тампонажному цементу, являются жесткие сроки схватывания и быстрое нарастание его механической прочности, нам следует рассмотреть подробнее факторы, определяющие эти свойства цемента.

Цементный клинкер, получаемый при обжиге мергелей „натуралов“ или искусственной смеси известняка с глиной при высоких (1350—1600° С) температурах, представляет собой агрегат ряда вновь образующихся минералов. Основными из них являются: алит (трехкальциевый силикат — $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$), белит (двухкальциевый силикат — $2\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$), трехкальциевый алюминат ($3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$) и браунмиллерит (четырекальциевый алюмоферрит — $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$). При повышенном содержании в сырьевой смеси железа вместо трехкальциевого алюмината в клинкере образуется двухкальциевый феррит ($2\text{CaO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$).

При затворении цементного теста вода вступает во взаимодействие с клинкерными минералами, вызывая их гидратацию и растворение. Как показывают исследования, проведенные В. Н. Юнгом и Ю. М. Буттом [11], скорость гидратации отдельных клинкерных минералов весьма различна. Наиболее быстро гидратируется трехкальциевый алюминат, за ним следует браунмиллерит, трехкальциевый силикат и, наконец, двухкальциевый силикат. В процессе гидратации и гидролиза выделяется более или менее значительное количество тепла и образуется коллоидный раствор. Раствор этот постепенно густеет вследствие увеличения концентрации коллоидов, в нем образуются мельчайшие кристаллы. Одновременно продолжается гидратация более глубоких слоев цементных зерен. Так постепенно нарастает прочность цементного камня, который по своей структуре представляет собой „конгломерат“ из кристаллических и коллоидных продуктов, не гидратизированных водой ядер цементных зерен, воды и воздуха. Подобный „конгломерат“, имеющий известную аналогию со строением обычного бетона, В. Н. Юнг предложил называть „микробетоном“.

Скорость схватывания цемента и нарастание механической прочности его раствора определяется рядом факторов:

- 1) минералогическим составом цемента;
- 2) температурным режимом обжига цементного клинкера;
- 3) температурой окружающей среды;
- 4) количеством воды, взятым для затворения цементного теста (водоцементное отношение);
- 5) тонкостью помола цемента.

Так как стандартные испытания тампонажных цемента проводят при определенной температуре (для „холодных“ скважин $22 \pm 2^\circ \text{C}$) и с одним и тем же количеством воды (50% от веса цемента), то нам следует рассмотреть лишь влияние других факторов.

Изучение процессов гидратации и твердения различных минералов, входящих в состав цемента, показывает их различную активность. Процесс гидратации трехкальциевого алюмината, как отмечалось выше, происходит наиболее быстро. Уже через три дня он гидратируется на 80% и связывает около 20% воды от своего веса. Скорость гидратации трехкальциевого алюмината может быть замедлена добавлением гипса, который вступает во взаимодействие с находящимся в растворе гидроалюминатом и образует трудно растворимый сульфат алюмината кальция ($3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaSO}_4 \cdot 31\text{H}_2\text{O}$).

Механические свойства трехкальциевого алюмината наиболее детально были изучены С. Д. Окорочковым [5]. Им установлено, что

механическая прочность теста этого соединения относительно невелика и существенно не меняется в возрасте 3, 7 и 28 дней (соответственно: 77, 83 и 72 кг/см² при сжатии). Поэтому повышенное содержание в цементе трехкальциевого алюмината переводит его в разряд быстро схватывающихся и быстро твердеющих, но не дает значительного повышения его механической прочности.

Наиболее резко выраженными вяжущими свойствами обладает трехкальциевый силикат. Правда, в первые дни он гидратируется в 2—3 раза медленнее трехкальциевого алюмината, но уже в 28-дневном возрасте его гидратация завершается более чем на 60%. Соответственно этому механическая прочность трехкальциевого силиката неуклонно возрастает. По данным С. Д. Окорокова, предел прочности при сжатии теста из трехкальциевого силиката составляет в возрасте до 3 дней — 247 кг/см², 7 дней — 316, 28 дней — 430 и 3 месяцев — 588 кг/см². Благодаря высокой механической прочности трехкальциевый силикат (алит) — наиболее ценная часть цементного клинкера. Поэтому для получения быстро твердеющего высокопрочного цемента стремятся получить его содержание возможно более высоким.

Довольно своеобразно происходит гидратация браунмиллерита (четырекальциевого алюмоферрита). При действии воды он гидролитически расщепляется на гексагидрат трехкальциевого алюмината и гидроферрит кальция. По данным В. Н. Юнга и Ю. М. Бутта [11], процесс гидратации браунмиллерита протекает довольно интенсивно и уже в первые три дня завершается почти на 60%. Так как мы уже рассмотрели физико-механические свойства гидрата трехкальциевого алюмината, то следовало бы охарактеризовать их изменение во втором продукте, возникающем при гидролизе браунмиллерита, — гидроферрите кальция. Однако гидроферрит кальция вступает в цементном растворе в соединение с гидроокисью кальция, образуя трех- или четырехкальциевый феррит. Механические же свойства последнего до настоящего времени не изучены. В литературе существуют указания, что "... повышение содержания браунмиллерита, не переводя в начальные сроки цемент в разряд быстро твердеющих, обеспечивает в дальнейшем длительный и неуклонный значительный рост прочности" (В. Н. Юнг, [11], стр. 216).

Наиболее низкую скорость гидратации имеет двухкальциевый силикат (белит). Поэтому белитовые цементы характеризуются замедленными сроками схватывания и низкой механической прочностью в первые сроки твердения. По данным С. Д. Окорокова [5], вяжущие свойства β -2CaO·SiO₂ (белит) характеризуются следующими показателями: временное сопротивление пластичного теста сжатию в возрасте 3 дней равно всего 5 кг/см², 7 дней — 14, 28 дней — 35, 3 месяцев — 43 и 6 месяцев — 115 кг/см².

Очень медленно в обычных условиях гидратируется и двухкальциевый феррит, который входит в состав цементов, содержащих значительное количество Fe₂O₃ и мало Al₂O₃. В. А. Киндом и С. Л. Вольфсоном [3] установлено, что двухкальциевый феррит обладает ясно выраженными вяжущими свойствами, но твердение его происходит медленно. При испытании теста из двухкальциевого феррита оно показало механическую прочность (на сжатие) в 7-дневном возрасте 38 кг/см² и в 28-дневном — 73 кг/см². Поэтому цементы, в которых присутствует значительное количество двухкальциевого феррита, обладают замедленными сроками схватывания и пониженной механической прочностью.

Таким образом, при получении тампонажных цементов, к которым предъявляются определенные требования в отношении сроков схваты-

вания и нарастания механической прочности, необходимо учитывать различную скорость гидратации и вяжущие свойства клинкерных минералов. Для получения цементов, имеющих замедленные сроки схватывания и в то же время быстро нарастающих механическую прочность, мы стремились получить в их составе наибольшее количество трехкальциевого силиката и четырехкальциевого алюмоферрита и наименьшее — двухкальциевого силиката и трехкальциевого алюмината. Поэтому расчеты состава цементной шихты мы производили большей частью по заданному минералогическому составу клинкера, пользуясь методикой С. Д. Окорокова [5]. Содержание трехкальциевого силиката для получения ряда цементов было принято не менее 60—70%, содержание двухкальциевого силиката — от 5 до 20%, трехкальциевого алюмината — не более 10—12% и четырехкальциевого алюмоферрита — не менее 9—10%.

Как показали исследования Р. Д. Азелицкой [1], в результате обжига сырьевой смеси, содержащей окись калия, получается цемент с повышенным содержанием свободной извести. В таком цементе обнаруживается щелочное соединение K₂O·23CaO·12SiO₂, которое увеличивает его водопотребность, понижает прочность цемента и переводит его в разряд быстро схватывающихся. В качестве глинистого компонента в ряде опытов мы использовали плинтоновые глины, в которых сумма K₂O + Na₂O доходит до 2—2,5%. Согласно расчетов, в клинкере, для получения которого бралось всего около 20% глины, содержание щелочей не должно было превышать 0,3—0,4%. В действительности, это небольшое количество щелочей еще более снижалось из-за введения в состав шихты минерализаторов (K₂SiF₆), которые способствуют их улетучиванию при обжиге. Однако роль минерализаторов не ограничивается этим.

Рядом советских и зарубежных исследователей было уже давно замечено, что сроки схватывания и нарастание прочности цементов зависят не только от их минералогического состава, но и от степени обжига. При одинаковом минералогическом составе цементы, полученные при недожоге, схватываются и твердеют быстрее, а продукты пережога медленнее, чем цементы, полученные при нормальном обжиге.

Работами других исследователей [8, 9] установлено, что резкий режим обжига, особенно в присутствии минерализаторов (фтористых и кремнефтористых солей Na, Ca, Mg), значительно ускоряет процесс усвоения окиси кальция. Для среднего клинкера (KH=0,87) время, необходимое для практического полного усвоения окиси кальция, составляет при температуре 1400°С не менее 30 минут. Так как для получения тампонажных цементов мы обжигали клинкеры с коэффициентом насыщения не менее 0,90—0,96, причем для замедления сроков схватывания необходимо было добиться хорошей окристаллизации составляющих их минералов, то выдержка при температуре 1400—1470°С была определена не менее полутора часов. При наличии в составе сырьевой смеси минерализаторов в количестве до 1,5% от ее веса при этом режиме обжига получался в большинстве случаев клинкер нормального качества. Обжиг цементного клинкера осуществлялся в керосиновом горне, построенном по схеме, приведенной в справочнике А. К. Сидорова [7].

На скорость схватывания и твердения цементов большое влияние оказывает также тонкость их помола. Общеизвестно, что цементы с повышенной тонкостью помола имеют более быстрые сроки схватывания и наращивают прочность скорее, чем цементы грубого помола. Цементная промышленность, однако, давно уже отказалась от получения тампонажных цементов, сроки схватывания которых замедля-

ются благодаря грубому помолу, так как это значительно снижает срок службы трущихся частей насосов. Исходя из этих же соображений, мы в своих опытах стремились добиться наибольшей тонкости помола получаемых цементов, а сроки схватывания регулировать подбором наиболее выгодного минералогического состава, введением различных (обычно не выше 3—3,5%) количеств гипса и интенсивным режимом обжига клинкера. Последний после непродолжительного вылеживания (3—4 дня) дробился на щековой дробилке и загружался в лабораторную шаровую мельницу, в которой размалывался в течение 24—30 часов. Затем цемент выгружался из мельницы и пропускался через дисковый истиратель марки РД-2. После этого он загружался вновь в шаровую мельницу, к нему добавлялось до 3—4% тонко смолотого гипса, с которым он перемешивался и домалывался в течение 4—8 часов. В результате получался продукт, имеющий высокую степень помола (через сито № 90 проходило не менее 98—99% цемента).

Так как методика испытаний тампонажных цементов нами была уже описана ранее, в заключение нам следует остановиться на подготовке исходных сырьевых материалов к обжигу. Как известно, качество подготовки сырьевых материалов и в первую очередь тонкость их помола в значительной степени определяют и качество получаемых из них цементов. Поэтому исходные сырьевые компоненты (известняки, глины, пиритные огарки, в некоторых случаях речной песок) измельчались нами до получения возможно более тонкого порошка (обычный остаток на сите № 90 не более 10—15%). После помола в лабораторной шаровой мельнице сырье пропусклось через дисковый истиратель и только затем бралось для составления сырьевой смеси, которая перемешивалась в другой мельнице в течение 8—16 часов. Формирование брикетов производилось вручную из пластичного теста, которое получалось добавлением к смеси 15—20% воды. Брикеты пластичного формования сушили в сушильном шкафу при 100—105°С и затем загружались в горн.

Для контроля технологического процесса использовался петрографический метод. Измерение температур при обжиге производилось оптическим радиационным пирометром. Соответствие расчетного и действительного составов цемента проверялось с помощью контрольных химических анализов клинкера, при проведении которых пользовались обычной методикой [4] и петрографическим способом [2, 4, 10].

3. Описание технологических опытов

Опыты по получению тампонажных цементов производились на сырье ряда месторождений Татарии. В качестве известкового компонента использовались известняки Елабужского (P_2^{kaz} II), Шугуровского (P_2^{kaz} V) и Чупаевского (P_2^{kaz} D) месторождений. В качестве глинистого компонента брались или алевроито-глинистые мергели лингуловой толщи (P_2^{kaz} I) из района г. Елабуги, или плиоценовые глины Ямашинского месторождения (N_2^{ap}). Для корректировки состава сырьевых смесей в некоторых опытах были использованы также пиритные огарки с одного из казанских заводов и волжский речной песок.

Опыт I. Первый цемент, выдержавший стандартные испытания на сроки схватывания, был получен из трех компонентов: известняков, алевроито-глинистых мергелей Елабужского месторождения и

пиритных огарков. Химический состав их характеризуется данными, приведенными в таблице 1.

Таблица 1

№№ валовых проб	Наименование компонентов	Содержание в %							Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	прочее	ППП выше 105°С	
3Н	Известняк Елабужского месторождения	4,18	0,46	0,74	52,95	0,48	—	41,19	100,0
4	Алеврито-глинистый мергель Елабужского месторождения	45,56	12,42	5,09	15,53	4,17	1,94	15,29	100,0
16	Пиритные огарки	13,79	3,76	75,33	0,76	0,24	0,54	5,58	100,0

Расчет состава сырьевой смеси производился по заданному коэффициенту насыщения ($KH = 1$) и глиноземистому модулю ($p = 0,85$) по методике С. Д. Окорочкова [6]. При этих модулях, согласно расчету, в состав сырьевой смеси было взято известкового компонента (проба 3Н)—75,98%, глинистого (проба 4)—21,36% и пиритных огарков (проба 16)—2,66%.

Данные для проверки правильности расчета и определения химического состава шихты и клинкера приведены в таблице 2.

Таблица 2

№№ проб	Наименование компонентов	Содержание в %							Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	прочее	ППП выше 105°С	
3Н	75,98% известняка Елабужского месторождения	3,18	0,35	0,56	40,23	0,36	—	31,30	75,98
4	21,36% алевроито-глинистого мергеля Елабужского месторождения	9,33	2,65	1,09	3,32	0,89	0,41	3,27	21,36
16	2,66% пиритных огарков	0,37	0,10	2,00	0,02	—	0,02	0,15	2,66
	100 весовых частей шихты	13,28	3,10	3,65	43,57	1,25	0,43	34,72	100,0
	После пересчета на 100 частей клинкера	20,34	4,75	5,59	66,74	1,92	0,66	—	100,0

Вычисляя значение коэффициента насыщения, силикатного и глиноземного модуля, получаем: $KH = 1$, $n = 1,97$ и $p = 0,85$, что убеждает нас в правильности расчета.

Два опыта по получению тампонажных цементов производились на основе четырехкомпонентных сырьевых смесей. В качестве сырьевых компонентов использовались известняки Чупаевского и Иштерьяковского месторождений, плиоценовые глины Ямашинского месторождения, речной песок и пиритные огарки. Расчеты состава сырьевых смесей осуществлялись по заданному минералогическому составу клинкера.

Опыт II. Химический состав исходных компонентов для расчета цемента № 2, приведенный к 100%, представлен в таблице 3.

Таблица 3

Окислы	Наименование компонентов, № проб	Известняк Чупаевско-го месторождения, 11а	Глина Ямашинского месторождения, 8а	Речной песок, 10а	Пиритные огарки, 16а
SiO ₂		13,54	62,38	97,94	14,16
Al ₂ O ₃		1,80	23,53	0,85	2,03
Fe ₂ O ₃		0,28	10,80	0,75	82,52
CaO		84,38	3,29	0,46	1,29
Сумма		100,00	100,00	100,00	100,00

Для получения цемента № 2 мы задавались следующим минералогическим составом: C₃S = 60%, C₂S = 20%, C₃A = 10% и C₄AF = 10%.

Переходя от заданного минералогического состава клинкера к его химическому составу, получаем: SiO₂ = 22,76%, Al₂O₃ = 5,87%, Fe₂O₃ = 3,29%, CaO = 68,08%.

Таким образом, клинкер, удовлетворяющий по своему минералогическому составу отношению

$$C_3S : C_2S : C_3A : C_4AF = 60 : 20 : 10 : 10,$$

должен одновременно удовлетворять также и другому отношению — C : S : A : F = 68,08 : 22,76 : 5,87 : 3,29. При этом модули клинкера должны иметь следующие значения: KH = 0,898 (0,90), n = 2,48 и p = 1,78.

Согласно произведенному расчету, в состав сырьевой шихты было взято 84,93% известняка Чупаевского месторождения (P₂^{kaz} D), 14,11% глины Ямашинского месторождения (N₂^{ap}), 0,05% волжского речного песка (Q₁₁^{ll}) и 0,91% пиритных огарков.

Данные для проверки правильности расчета и определения химических составов шихты и клинкера № 2 приведены в таблице 4.

Таблица 4

№№ валовых проб	Наименование компонентов	Содержание в %							Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	прочее	ППП выше 105°C	
11а	84,93% известняка Чупаевского месторождения	6,92	0,92	0,14	43,12	0,31	0,77	32,72	84,93
8а	14,11% глины Ямашинского месторождения	7,47	2,82	1,29	0,39	0,50	0,34	1,30	14,11
10а	0,05% речного песка	0,05	—	—	—	—	—	—	0,05
16а	0,91% пиритных огарков	0,11	0,02	0,67	0,01	—	0,05	0,05	0,91
	100 частей шихты	14,55	3,76	2,10	43,52	0,81	1,16	34,10	100,0
	После пересчета на 100 частей клинкера	22,08	5,70	3,19	66,04	1,23	1,76	—	100,0

Определяя коэффициент насыщения, кремнеземистый и глиноземный модули и сопоставляя полученные величины с заданными, убеждаемся в правильности расчета (KH = 0,898, n = 2,48 и p = 1,78).

Опыт III. Для получения другого тампонажного цемента (№ 1) были использованы следующие сырьевые компоненты: известняк с участка у д. Ново-Иштеряково (Шугуровский район), плинценовые глины Ямашинского месторождения, речной песок и пиритные огарки. Результаты химических анализов сырьевых компонентов после приведения их к 100% представлены в таблице 5.

Таблица 5

Окислы	Наименование компонентов, № валовых проб	Известняк с участка у д. Ново-Иштеряково, 2а	Глина Ямашинского месторождения, 8а	Речной песок, 10а	Пиритные огарки, 16а
SiO ₂		5,63	62,38	97,85	14,16
Al ₂ O ₃		2,57	23,53	0,81	2,03
Fe ₂ O ₃		1,34	10,80	0,92	82,52
CaO		90,46	3,29	0,42	1,29
Сумма		100,00	100,00	100,00	100,00

При расчете состава сырьевой смеси мы задавались следующим минералогическим составом клинкера: C₃S = 70%, C₂S = 10%, C₃A = 10% и C₄AF = 10%.

Переходя от заданного минералогического состава цемента к его химическому составу, получаем: SiO₂ = 21,90%, Al₂O₃ = 5,87%, Fe₂O₃ = 3,29% и CaO = 68,94%. Следовательно, клинкер № 1, удовлетворяющий отношению C₃S : C₂S : C₃A : C₄AF = 70 : 10 : 10 : 10, должен одновременно удовлетворять также отношению C : S : A : F = 68,94 : 21,90 : 5,87 : 3,29. В этом случае модули клинкера должны выражаться следующими показателями: KH = 0,95, n = 2,39 и p = 1,78.

Согласно произведенному расчету, в шихту было взято 83,04% известняка с участка у д. Ново-Иштеряково (P₂^{kaz} V), 11,89% глины Ямашинского месторождения (N₂^{ap}), 4,68% речного песка и 0,39% пиритных огарков.

Данные для проверки правильности расчета и определения химических составов шихты и клинкера № 1 приведены в таблице 6.

Таблица 6

№№ валовых проб	Наименование компонентов	Содержание в %								Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	прочее	ППП выше 105°C	
2а	83,04% известняка с участка у д. Ново-Иштеряково	2,66	1,21	0,63	42,66	0,99	0,23	0,94	39,72	83,04
8а	11,89% глины Ямашинского месторождения	6,29	2,37	1,09	0,33	0,42	—	0,30	1,09	11,89

Продолжение табл. 6

№№ валовых проб	Наименование компонентов	Содержание в %							ППП выше 105°C	Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	прочее		
10а	4,68% речного песка	4,52	0,04	0,04	0,02	0,02	—	0,02	0,02	4,68
16а	0,39% пиритных огарков	0,05	0,01	0,29	0,00	0,00	—	0,02	0,02	0,39
	100 частей шихты	13,52	3,63	2,05	43,01	1,43	0,23	1,28	34,85	100,0
	После пересчета на 100 частей клинкера	20,75	5,57	3,15	66,02	2,20	0,35	1,96	—	100,0

Определяя коэффициент насыщения, кремнеземистый и глиноземный модули цемента № 1, получаем: $KH=0,96$, $n=2,38$ и $p=1,77$.

Как видно из сопоставления заданных и расчетных значений модулей, они довольно близки друг к другу. Это означает, что расчет методически был проведен правильно.

Опыт IV. Четвертый тампонажный цемент (Т-4) был получен на основе двухкомпонентной сырьевой смеси. В качестве сырьевых компонентов были использованы известняк с участка у д. Ново-Иштеряково (Р₂^{каж}, V) и плинцовая глина Ямашинского месторождения (N₂^{ар}). Химический состав названных компонентов представлен в таблице 7.

Таблица 7

№№ валовых проб	Наименование компонентов	Содержание в %							ППП выше 105°C	Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	прочее			
2аа	Известняк с участка у д. Ново-Иштеряково	3,75	1,04	0,57	51,24	1,46	1,33		40,61	100,0
8аа	Глина Ямашинского месторождения	56,05	19,94	8,64	2,04	2,72	1,98		8,63	100,0

Задаемся $KH=0,96$. Тогда, принимая, что I компонент : II компоненту = $x:1$, находим, что в состав шихты необходимо взять 82,62% известняка с участка у д. Ново-Иштеряково и 17,38% глины Ямашинского месторождения.

Данные для проверки правильности расчета и определения химических составов шихты и клинкера представлены в таблице 8.

Таблица 8

№№ валовых проб	Наименование компонентов	Содержание в %							ППП выше 105°C	Сумма
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	прочее			
2аа	82,62% известняка с участка у д. Ново-Иштеряково	3,10	0,86	0,47	42,33	1,21	1,10		33,55	82,62
8аа	17,38% глины Ямашинского месторождения	9,74	3,47	1,50	0,36	0,47	0,34		1,50	17,38
	100 частей шихты	12,84	4,33	1,97	42,69	1,68	1,44		35,05	100,0
	После пересчета на 100 частей клинкера	19,77	6,67	3,03	65,73	2,59	2,21		—	100,0

Расчетные значения модулей выражаются следующими величинами: $KH=0,97$, $n=2,04$ и $p=2,20$. Сопоставление расчетного коэффициента насыщения с заданным показывает правильность расчета.

Как уже отмечалось выше, сырьевые смеси тщательно перемешивались в шаровой мельнице, после чего увлажнялись и брикетировались. Брикетные пластичного формования были высушены в сушильном шкафу и затем подвергались обжигу в керосиновом горне.

Данные по температурному режиму обжига клинкеров „3Н+4+16“, № 2, № 1 и „Т-4“ приведены в таблице 9.

Таблица 9

Индекс клинкера	Продолжительность обжига в часах (h) и минутах (')					Максимальная t° (в град. С)
	всего	до 1200°C	от 1200° до 1300°C	от 1300° до 1400°C	выше 1400°C	
3Н+4+16	6 ^h 40'	2 ^h 40'	0 ^h 15'	1 ^h 30'	2 ^h 15'	1500
№ 2	3 ^h 45'	1 ^h 0'	0 ^h 30'	0 ^h 45'	1 ^h 30'	1450
№ 1	3 ^h 45'	0 ^h 45'	0 ^h 45'	0 ^h 45'	1 ^h 30'	1470
Т-4	4 ^h 0'	1 ^h 15'	0 ^h 30'	1 ^h 05'	1 ^h	1460

Как видно из данных, приведенных в таблице 9, температурный режим обжига клинкеров № 2, № 1 и „Т-4“ довольно однотипен и по интенсивности несколько отличается от режима клинкера „3Н+4+16“. Связано это с тем, что в состав сырьевых смесей для получения цементов № 2, № 1 и „Т-4“ было введено 1,5% кремнефтористого калия (K₂SiF₆), что позволило сократить выдержку названных клинкеров в зоне высоких температур.

После непродолжительного вылеживания клинкеры были раздроблены на щековой дробилке, а затем подвергнуты помолу в шаровой мельнице с небольшим (2—4,5%) количеством двуводного гипса. Полученные цементы были испытаны по методике, установленной ГОСТ 1581-42. Результаты испытаний цементов представлены в таблице 10.

Таблица 10

Индекс цемента	Продолжительность вылеживания в днях	Остаток на сите № 90	Добавка в %		Испытание на равномерность изменения объема	Сроки схватывания в часах (h) и минутах (')		Предел прочности изгиба в кг/см ²
			CaSO ₄ ·2H ₂ O	NaCl		начало	конец	
3Н + 4 + 16	3	1,32	4,5	—	выдержал	6 ^h 0'	1 ^h 05'	24,0
№ 2	3	1,10	2,0	2,0	выдержал	4 ^h 20'	7 ^h 0'	27,6
№ 1	4	1,00	3,5	2,0	выдержал	7 ^h 0'	2 ^h 05'	64,0
Т-4	5	2,00	3,0	—	выдержал	6 ^h 20'	1 ^h 10'	45,3

Как видно из данных, приведенных в таблице 10, все полученные цементы выдержали испытания на равномерность изменения объема. Начало схватывания всех цементов находится также в пределах, установленных ГОСТ 1581-42 (не раньше 3 и не позднее 7 часов после затворения цементного теста). Что же касается конца схватывания, то он выходит за пределы нормы лишь у цемента № 2, хотя для регулирования сроков схватывания к нему было добавлено 2% хлористого натрия. По временному сопротивлению на изгиб балочек, приготовленных из цементного теста, выдержали стандарт-

ные испытания все цементы, за исключением цемента „3Н + 4 + 16“. У последнего предел прочности изгибу балочек в двухдневном возрасте на 3 кг/см² меньше нормы, предусмотренной соответствующим стандартом.

Для того, чтобы выяснить причины отклонения некоторых величин от стандартных норм у цементов „3Н + 4 + 16“ и № 2, в таблицах 11 и 12 дано сопоставление расчетных и действительных химических составов и модулей цементов, вычисленных по их контрольным химическим анализам.

Таблица 11

Индекс цемента	Содержание в % (расчетное— действительное)						Сумма
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	прочее	
3Н + 4 + 16	20,34	4,75	5,59	66,74	1,92	0,66	100,0
	18,27	6,34	9,01	62,71	3,53	0,14	100,0
№ 2	22,08	5,70	3,19	66,04	1,23	1,76	100,0
	21,95	5,76	3,20	66,67	0,89	1,53	100,0
№ 1	20,75	5,57	3,15	66,02	2,20	2,31	100,0
	21,12	6,07	3,01	63,17	1,43	0,20	100,0
Т-4	19,77	6,67	3,03	65,73	2,59	2,21	100,0
	20,70	4,71	4,64	65,55	2,19	1,21	100,0

При рассмотрении данных, приведенных в таблице 11, обращает на себя внимание значительное несоответствие между расчетным и действительным химическим составом цемента „3Н + 4 + 16“. Это несоответствие вызывает и нарушение величины расчетных модулей цемента, что видно из данных, приведенных в таблице 12.

Таблица 12

Индекс цемента	Модули	(расчетные — действительные)	
		КН	р
3Н + 4 + 16	1,00	1,97	0,85
	0,96	1,49	0,70
№ 2	0,90	2,48	1,79
	0,91	2,45	1,78
№ 1	0,96	2,38	1,77
	0,97	2,33	2,07
Т-4	0,97	2,04	2,20
	0,99	2,21	1,02

В результате сопоставления данных физико-механических испытаний характеризуемых цементов с их действительными модулями следует сделать ряд выводов.

1. При высоком коэффициенте насыщения (0,96) и низком силикатном и глиноземистом модулях ($n=1,19$ и $p=0,70$) цементы имеют пониженную механическую прочность в первые сроки твердения (цемент „3Н + 4 + 16“).

2. Цементы с „нормальными“ силикатным и глиноземистым модулями ($n=2,45$ и $p=1,78$), но с недостаточно высоким коэффициентом насыщения ($КН=0,9—0,91$) характеризуются „растянутыми“ сроками схватывания и невысокой механической прочностью (цемент № 2).

3. Цементы с высоким коэффициентом насыщения (0,97—0,99), „средними“ силикатным (2,21—2,33) и глиноземистым (1,02—2,07) модулями отличаются „нормальными“ сроками схватывания и весьма высокой механической прочностью, превосходящей стандартные нормы в 1,6—2,4 раза (цементы Т-4 и № 1).

4. Минералогические особенности клинкера

Минералогический состав и структура клинкера в значительной мере определяют качества соответствующего цемента. Поэтому петрографическое изучение клинкера является чрезвычайно важным и необходимым элементом контроля технологического процесса и качества цемента. В связи с этим мы изучали минералогические особенности клинкера, полученного в описанных ранее опытах, микроскопическим методом.

Клинкер, полученный из известняков и алевро-глинистых мергелей Елабужского месторождения с небольшой добавкой пиритных огарков (индекс „3Н + 4 + 16“ или „Т-1“), макроскопически представляет собой довольно пористую, хорошо спекшуюся массу темносерого, почти черного цвета.

При изучении шлифов клинкера под микроскопом установлена его крупнозернистая, участками неравномернозернистая структура (табл. I, 1—6 и табл. II, 1—2) и беспорядочная (табл. I, 1, 3, 4, 6), реже „шлировая“ текстура. Основными компонентами, составляющими клинкер, являются алит и промежуточная масса (целит).

Алит встречается в виде крупных, реже мелких зерен призматической или округленно-табличатой формы. Размер зерен алита колеблется от 0,017 до 0,128 мм, составляя в среднем 0,026—0,034 мм. Зерна алита обычно равномерно рассеяны в основной массе, реже образуют кольцевые группы вокруг пор (табл. I, 5 и табл. II, 1) или неправильной формы участки в массе более мелкозернистого клинкера (табл. I, 2, 4 и табл. II, 2). В шлифах хорошо заметна несовершенная спайность кристаллов алита по граням призмы и низкие поляризационные тона их окраски при скрещенных николях. Некоторые из крупных зерен алита содержат мелкие (не более 0,01 мм) округлые включения, имеющие более высокий показатель преломления и желтоватую окраску. Эти включения представляют собой, по видимому, особую форму двухкальциевого силиката.

Браунмиллерит не образует правильных зерен и встречается лишь в виде пластинок неправильной угловатой формы, окрашенных окислами железа в желтовато-коричневый или темнорусый, почти черный цвет. Как правило, наиболее интенсивную окраску имеют крупные индивидуумы, размер которых достигает 0,08—0,09 мм. Мелкие и средние зерна браунмиллерита имеют размер от 0,009 до 0,02—0,03 мм и обладают, как и крупные индивидуумы, хорошо выраженным плеохроизмом.

Сопоставление заданного минералогического состава клинкера с действительным, полученным на основе геометрического фазового анализа и расчета по контрольному химическому анализу цемента, приводится в таблице 13.

Таблица 13

Наименование минералов	Минералогический состав в %		
	заданный	действительный	
		по расчету	по подсчету
Алит	77,29	61,10	69,7
Белит	—	6,29	0,2
Браунмиллерит	16,99	27,39	} 30,1
Трехкальцевый алюминат	3,11	1,52	
Сумма	97,39	96,30	100,0

При рассмотрении данных, помещенных в таблице 13, обращает на себя внимание не только несоответствие между заданным, но и действительными составами клинкера, полученными различными способами. Так, например, действительный минералогический состав, вычисленный на основании данных контрольного химического анализа клинкера „3Н + 4 + 16“, расходится с его минералогическим составом, установленным фазовым геометрическим анализом в отношении количественного содержания алита и белита. Но при этом следует иметь в виду, что между названными минералами имеются, повидимому, постепенные переходы и что при интенсивном режиме обжига клинкера и высоком коэффициенте насыщения белит образует мелкие, трудно поддающиеся определению при подсчете включения в алите (табл. II, 5). Поэтому для оценки достоверности определения действительного минералогического состава расчетным путем и фазовым геометрическим анализом следует сопоставить сумму минералов-силикатов и минералов-плавней. При таком сопоставлении и приведении суммы минералов к 100%, мы получим, что действительные минералогические составы клинкера „3Н + 4 + 16“, рассчитанные по контрольному химическому анализу цемента и определенные подсчетом минералов, вполне соответствуют друг другу. Вместе с тем действительный минералогический состав резко отличается от заданного.

Качественное определение свободной извести производилось с помощью реактива, представляющего смесь 50% бензола и 50% фенола. В иммерсионном препарате, для приготовления которого был использован названный реактив, были обнаружены единичные гнезда фенолятов Са, что свидетельствует о практически ничтожном содержании свободной извести в цементе „3Н + 4 + 16“.

Подводя итог рассмотрению минералогических особенностей клинкера „3Н + 4 + 16“, можно сделать ряд выводов.

1. Крупнозернистая структура клинкера и малое содержание свободной извести свидетельствуют о значительной выдержке клинкера при высоких температурах („пережог“).

2. Более или менее равномерное распределение клинкерных минералов (беспорядочная текстура) указывает на то, что сырьевая смесь была перемешана довольно тщательно.

3. Пониженное (относительно заданного) содержание алита и повышенное — браунмиллерита свидетельствует о том, что при составлении шихты было взято недостаточное количество известняка и избыточное — пиритных огарков.

4. Замедленные сроки схватывания и сравнительно слабое нарастание механической прочности цемента в первые сроки твердения являются результатом пережога и высокого содержания четырехкальцевого алюмоферрита.

Клинкер № 2 представляет макроскопически сильно пористое вещество темносерого цвета.

Микроскопические исследования в шлифах показали, что клинкер имеет среднезернистую структуру и преимущественно беспорядочную текстуру. Основными минералами клинкера являются алит, белит и браунмиллерит.

Алит представлен зернами, имеющими неправильную угловатую, реже призматическую форму. Размер зерен колеблется от 0,013 до 0,085 мм, составляя в среднем около 0,03 мм. Некоторые крупные зерна алита содержат округлые мелкие включения белита (табл. II, 5). Распределен алит в клинкере довольно равномерно, но иногда образует небольшие скопления (табл. II, 3, 6).

Белит встречается в клинкере в двух формах — в виде сравнительно крупных (до 0,04 мм) желтоватых зерен, расположенных у пор (табл. II, 3), и в виде мелких (не более 0,01—0,02 мм) включений в кристаллах алита (табл. II, 5). Количественно преобладает белит первой формы.

Браунмиллерит не образует зерен правильной формы. Обычный габитус его зерен — лапчатые, „амебовидные“ пластинки от светлого до темнокоричневого цвета. Размер отдельных индивидуумов браунмиллерита не превышает 0,04—0,05 мм, распределен он в массе клинкера более или менее равномерно.

Заданный и действительный минералогические составы клинкера № 2 характеризуются данными таблицы 14.

Таблица 14

Наименование минералов	Минералогический состав в %		
	заданный	действительный	
		по расчету	по подсчету
Алит	58,23	61,39	63,4
Белит	19,37	16,61	15,3
Браунмиллерит	9,70	9,70	} 21,3
Трехкальцевый алюминат	9,69	9,69	
Сумма	96,99	97,54	100,0

Как видно из данных, приведенных в таблице 14, действительный минералогический состав клинкера № 2 несколько отличается от заданного большим содержанием алита и меньшим — белита.

Качественная реакция на свободную известь с помощью реактива Уайта фенолятов кальция не обнаружила.

В результате изучения структурно-текстурных особенностей клинкера № 2 и его минералогического состава следует сделать ряд выводов.

1. Среднезернистая структура клинкера и очень малое содержание свободной извести, не поддающееся даже качественному определению, свидетельствуют о нормальном температурном режиме обжига и достаточно полном завершении высокотемпературных реакций.

2. Равномерное распределение клинкерных минералов доказывает, что смешение сырьевых компонентов было произведено тщательно.

3. При составлении сырьевой шихты было взято несколько большее количество известняка, что обусловило относительно заданного

состава некоторое повышение содержания в клинкере трехкальцевого силиката (алита) и понижение содержания двухкальцевого силиката (белита). Так как отклонения в действительном минералогическом составе клинкера от расчетных данных невелики, следует считать все же, что дозировка сырьевых компонентов была произведена более или менее правильно.

4. Замедленные сроки схватывания цемента № 2 и сравнительно медленное нарастание его механической прочности вызваны, повидимому, недостаточно высоким содержанием в его составе алита (62,9—63,4%) и сравнительно большим (15,3—17,0%) белита.

Клинкер № 1 макроскопически представляет собой темносерое, почти черное пористое вещество.

Изучение шлифов характеризуемого клинкера под микроскопом показало, что он имеет крупно- и неравномернозернистую структуру и беспорядочную текстуру. Ведущими компонентами в клинкере являются алит и промежуточная масса. В небольшом количестве встречается также и белит.

Алит представлен зернами, имеющими пластинчатую или призматическую форму (табл. III, 1, 2, 3). Размер зерен колеблется от 0,017 до 0,103 мм, составляя в среднем около 0,025—0,030 мм. На некоторых зернах хорошо обнаруживается спайность по граням призмы (табл. III, 3). В крупных кристаллах нередко встречаются мелкие округлые включения белита. Распределен алит в основной массе довольно равномерно, но иногда образует участки, сложенные более крупными зернами (табл. III, 3), которые нередко приурочены к порам (табл. III, 2).

Белит встречается или в виде мелких (до 0,01 мм в поперечнике) округлых включений в крупных кристаллах алита или в виде изометрических зерен, группирующихся вблизи пор (табл. III, 4). В последнем случае зерна имеют характерные для белита неясные, расплывчатые контуры и неравномерно, „лучисто“ окрашены в желтоватый цвет. Размер их обычно не превышает 0,03—0,04 мм.

Браунмиллерит представлен неправильными „лапчатыми“ пластинками, имеющими красную окраску и интенсивный плеохронизм в коричневых и бурых тонах. Размер зерен браунмиллерита колеблется от 0,025 до 0,08 мм. Распределен он в клинкере равномерно и пронизывает всю массу в виде остова, сети, к узлам которой приурочены выделения других минералов (табл. III, 2).

Сопоставление заданного и действительного минералогических составов клинкера № 1 производится в таблице 15.

Таблица 15

Наименование минералов	Минералогический состав в %		
	заданный	действительный	
		по расчету	по подсчету
Алит	69,15	72,07	72,4
Белит	7,32	6,18	5,8
Браунмиллерит	9,58	9,15	22,8
Трехкальцевый алюминат	9,41	10,98	
Сумма	95,46	98,38	100,00

Как видно из данных, приведенных в таблице 15, заданный и расчетный минералогические составы клинкера № 1 более или менее соответствуют друг другу.

ТАБЛИЦЫ МИКРОФОТОГРАФИЙ ШЛИФОВ ЦЕМЕНТНОГО КЛИНКЕРА

Таблица I



Рис. 1. Клинкер Т-1, неравномернозернистая структура, участок обогащенный браунмиллеритом. $\times 120$.

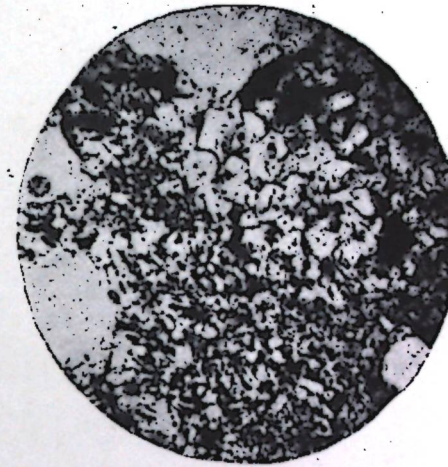


Рис. 2. Клинкер Т-1, неравномернозернистая структура, алит, браунмиллерит. $\times 120$.

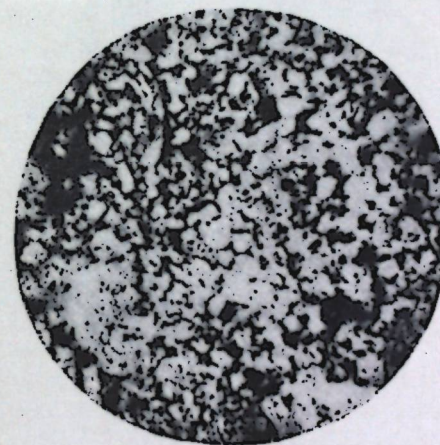


Рис. 3. Клинкер Т-1, среднезернистая структура, алит, браунмиллерит. $\times 120$.

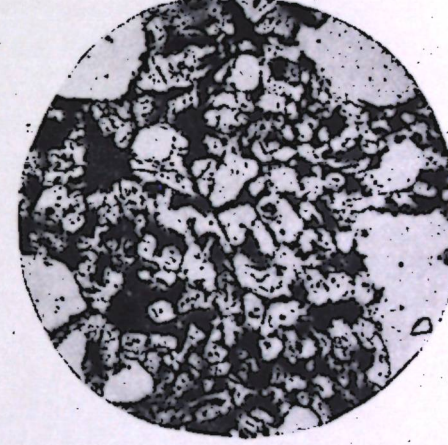


Рис. 4. Клинкер Т-1, крупнозернистая структура, алит, браунмиллерит. $\times 120$.

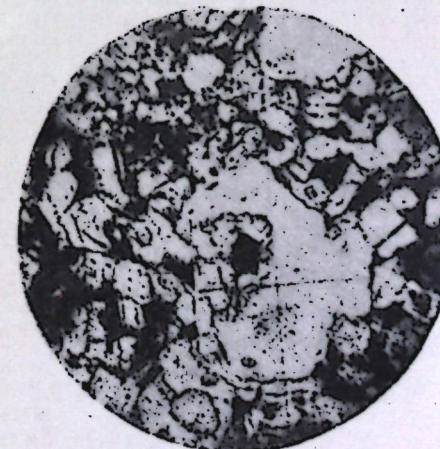


Рис. 5. Клинкер Т-1, крупнозернистая структура, кольцевая группа зерен алита вокруг поры. $\times 160$.

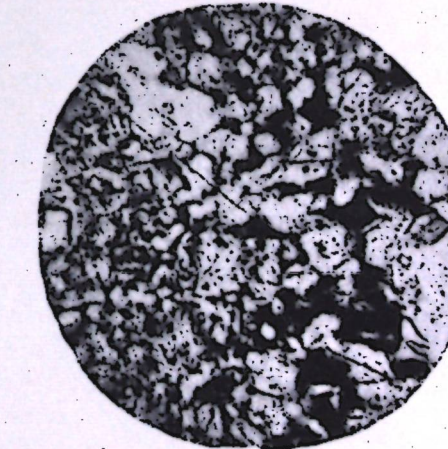


Рис. 6. Клинкер Т-1, крупно- и неравномернозернистая структура, алит, браунмиллерит. $\times 160$.

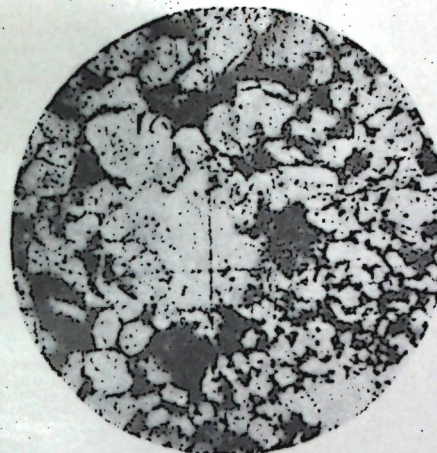


Рис. 1. Клинкер Т-1, крупно- и среднезернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 160$.



Рис. 2. Клинкер Т-1, неравномернозернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 160$.

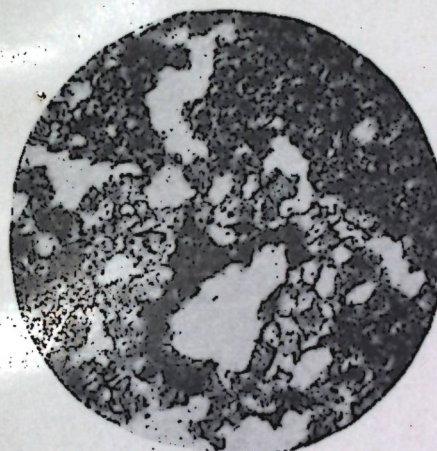


Рис. 3. Клинкер № 2, неравномернозернистая структура, вокруг центральной поры среднезернистый алит и белит, в краевых частях — мелкозернистый алит и браунмиллерит. $\times 120$.



Рис. 4. Клинкер № 2, среднезернистая структура, алит, белит, браунмиллерит. $\times 120$.



Рис. 5. Клинкер № 2, округлые включения белита в зернах алита. $\times 360$.

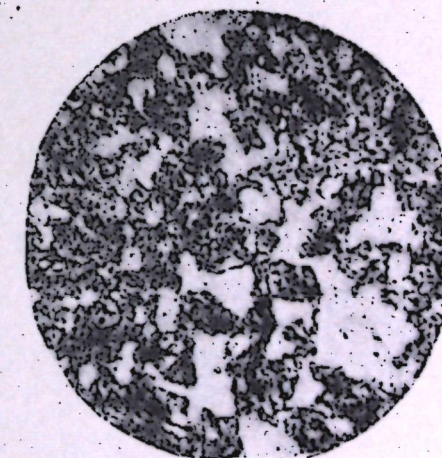


Рис. 6. Клинкер № 2, средне- и крупнозернистая структура, браунмиллерит, в краевых частях небольшие участки зерен белита. $\times 120$.

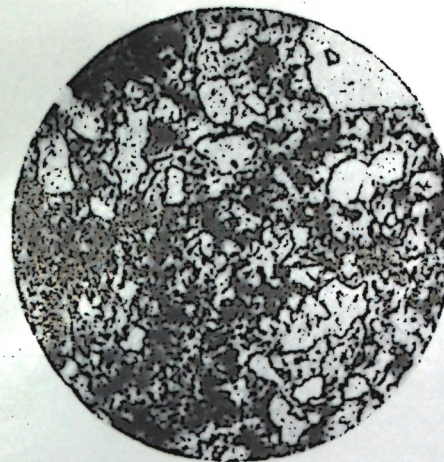


Рис. 1. Клинкер № 1, неравнозернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 160$.



Рис. 2. Клинкер № 1, крупно- и среднзернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 160$.

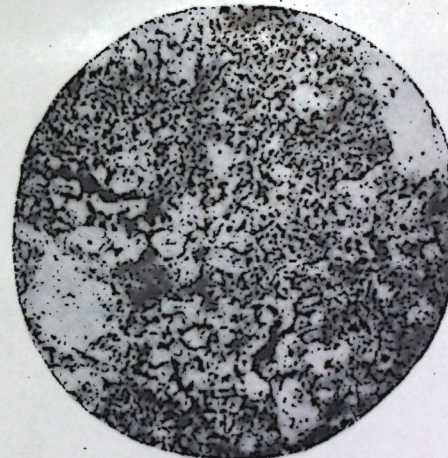


Рис. 3. Клинкер № 1, крупно- и среднзернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 120$.

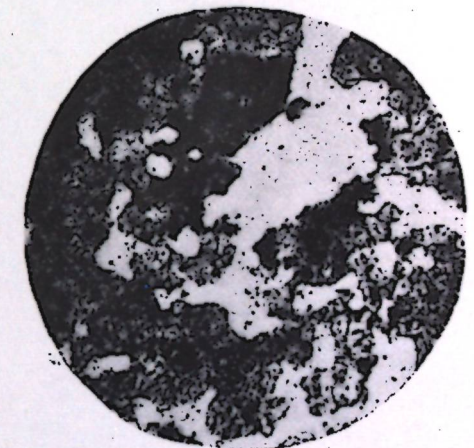


Рис. 4. Клинкер № 1, среднзернистая структура, по обеим сторонам поры, участки белита, в краевых частях алит и браунмиллерит. $\times 120$.



Рис. 5. Клинкер Т-4, мелко- и среднзернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 120$.

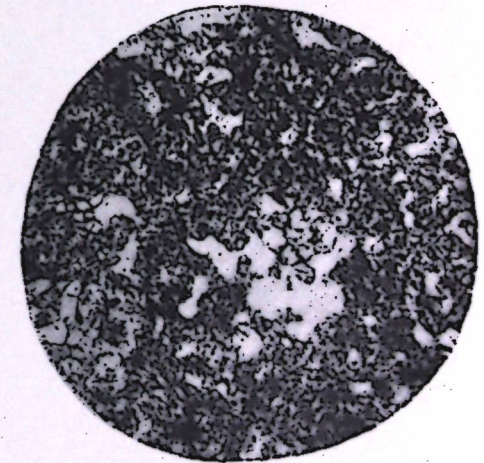


Рис. 6. Клинкер Т-4, преобладающая мелкозернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 120$.

Таблица IV

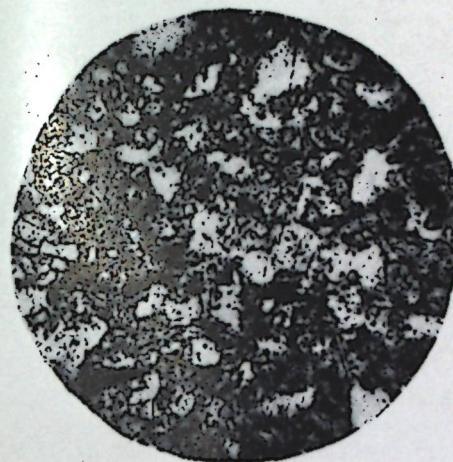


Рис. 1. Клинкер Т-4, среднезернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 160$.



Рис. 2. Клинкер Т-4, среднезернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 160$.

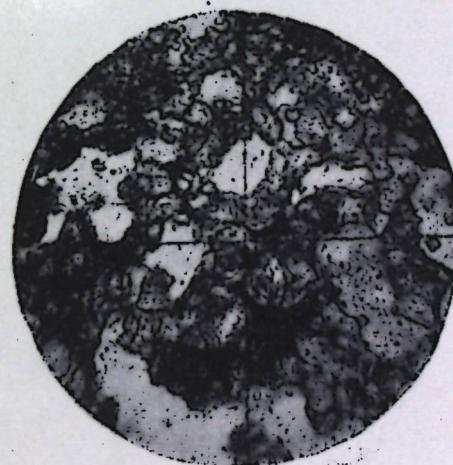


Рис. 3. Клинкер Т-4, среднезернистая структура, алит и браунмиллерит. $\times 160$.

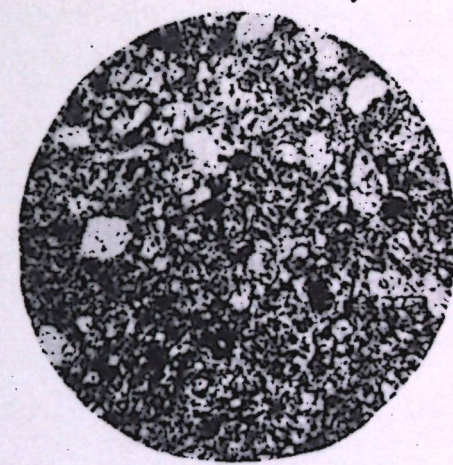


Рис. 4. Клинкер Т-4, средне- и мелкозернистая структура, алит и белит. $\times 160$.

Микрохимическая реакция, проводившаяся на иммерсионных препаратах клинкера, приготовленных на смеси нитробензола и фенола, свободной извести не обнаружила.

Подводя итог рассмотрению минералогических особенностей клинкера № 1, необходимо сделать ряд выводов.

1. Крупнозернистая структура клинкера и весьма малое содержание в нем свободной извести являются следствием интенсивного температурного режима при обжиге („пережог“).

2. Относительно равномерное распределение клинкерных минералов доказывает, что смешение сырьевых компонентов произведено довольно тщательно.

3. Соответствие заданного и действительного минералогического состава клинкера свидетельствует о том, что дозировка сырьевых компонентов произведена правильно.

4. Вследствие „пережога“ цемент № 1 имеет очень растянутые сроки схватывания и медленно набирает при обычных условиях механическую прочность. Вместе с тем, благодаря высокому содержанию алита, цемент с помощью добавки к нему хлористого натрия мог быть легко переведен в разряд нормально схватывающихся и быстро твердеющих.

Клинкер „Т-4“ по внешнему виду напоминает ранее описанные клинкеры „ЗН+4+16“, № 1 и № 2. Макроскопически он также представляет темносерую, хорошо спекшуюся пористую массу.

Под микроскопом клинкер характеризуется мелко- и среднезернистой структурой, беспорядочной текстурой и состоит из двух основных минералов: алитом и браунмиллеритом (табл. III, 5, 6 и табл. IV, 1—4).

Алит встречается в виде призм и табличек, имеющих неправильную многоугольную форму. Некоторые зерна алита имеют ясно выраженную спайность (табл. III, 4, табл. IV, 4). Размер их обычно не превышает 0,10—0,12 мм, но чаще значительно меньше — 0,025—0,05 мм. Распределен алит в массе клинкера в общем равномерно, хотя иногда образует скопления вокруг пор (табл. IV, 2).

Браунмиллерит присутствует в виде равномерно рассеянных вкраплений между зернами алита. Форма его индивидуумов неправильная, „амебовидная“. Реже можно встретить треугольные или прямоугольные пластинки. Размер отдельных зерен браунмиллерита колеблется от 0,025 до 0,05—0,06 мм. В отличие от ранее описанных клинкеров, браунмиллерит в клинкере „Т-4“ имеет менее интенсивную коричневую окраску.

Сопоставление расчетного и действительного минералогического составов характеризуемого клинкера производится в таблице 16.

Таблица 16

Наименование минералов	Минералогический состав в %		
	заданный	действительный	
		по расчету	по подсчету
Алит	68,14	75,36	76,0
Белит	5,27	2,50	—
Браунмиллерит	9,21	14,11	24,0
Трехкальцевый алюминат	12,54	4,61	
Сумма	95,16	96,58	100,00

При сопоставлении заданного и действительного минералогических составов клинкера „Т-4“ обращает на себя внимание значительное расхождение в процентном содержании отдельных минералов.

Качественная микроскопическая реакция с помощью реактива Уайта обнаружила довольно большое содержание в клинкере свободной извести (более 6 гнезд фенолятов кальция в поле зрения микроскопа). В связи с этим в клинкере было произведено глицератным способом количественное определение свободной извести, показавшее, что ее содержание доходит до 1,28%.

В результате изучения минералогического состава и структурно-текстурных особенностей клинкера „Т-4“ следует сделать ряд выводов.

1. Среднезернистая структура клинкера свидетельствует о достаточной выдержке клинкера при высоких температурах.

2. Беспорядочная текстура клинкера, выражающаяся в равномерном распределении слагающих его минералов, указывает на то, что смешение сырьевых компонентов было произведено тщательно.

3. Наличие в клинкере заметных количеств свободной извести, повышенное (относительно расчета) содержание в нем алита и отсутствие белита указывают, что при составлении шихты было взято избыточное количество известкового компонента и недостаточное — глинистого.

4. Вследствие того, что свободная известь содержится в цементе № 1 в допустимых пределах и абсолютно преобладающим минералом является алит, цемент не только выдержал испытания в качестве тампонажного, но и значительно превзошел стандартные нормы на механическую прочность.

5. Заключение

Важнейшим результатом проведенных технологических исследований является установление возможности производства тампонажных цементов из местного сырья. Если раньше в этом отношении высказывались лишь общие суждения (В. Незимов, 1953¹), то теперь следует считать, что цементное сырье Татарии по своему качеству вполне пригодно для получения не только строительного, но и тампонажного цемента. Более того, проделанные опыты показывают, что из местного сырья при правильном технологическом процессе можно получить тампонажные цементы, по механической прочности намного превосходящие стандартные нормы. Так, например, цемент № 1, полученный из известняков с участка у д. Ново-Иштеряково (Шугуровский район), плиоценовых глин Ямашинского месторождения с небольшой добавкой речного песка и пиритных огарков, при физико-механических испытаниях показал временное сопротивление изгибу балочек в двухдневном возрасте в 64 кг/см² вместо 27 кг/см² по стандарту (то есть в 2,4 раза больше). Другой тампонажный цемент („Т-4“) в тот же срок показал временное сопротивление изгибу балочек в 45,3 кг/см², то есть по механической прочности превзошел стандартные нормы в 1,6 раза.

Проведенные исследования позволили также наметить оптимальный минералогический состав клинкера и некоторые технологические основы для получения тампонажного цемента из местного сырья.

В таблице 17 дано сопоставление минералогического состава полученных цементов, приведенного к 100%, с результатами их физико-механических испытаний по ГОСТ 1581-42.

¹ Имеется в виду рукописная работа.

Таблица 17

Индекс цемента	Содержание минералов в %				Сроки схватывания в часах (h) и минутах (')		Предел прочности изгибу балочек в кг/см ²
	C ₃ S	C ₂ S	C ₄ AF	C ₃ A	начало	конец	
3Н + 4 + 16	63,45	6,53	28,44	1,58	6h0'	1h05'	24,0
№ 2	62,94	17,03	9,94	10,09	4h20'	7h0'	27,6
№ 1	73,26	6,28	9,30	11,16	7h0'	2h05'	64,0
Т-4	78,03	2,59	14,61	4,77	6h20'	1h10'	45,3

Из данных, помещенных в таблице 17, видно, что наиболее высокую механическую прочность при всех прочих равных условиях показывают цементы № 1 и „Т-4“, в которых содержание алита достигает 73,3—78,0%, содержание белита не выше 2,6—6,3% и содержание минералов-плавней (браунмиллерит и трехкальцевый алюминат) в сумме не выше 19,4—20,5%. Таким образом, оптимальным минералогическим составом, к достижению которого необходимо стремиться при расчетах шихты для получения тампонажного цемента, является состав высокоалитного цемента с примерным соотношением C₄AF : C₃A не более, чем 3:1.

В целом технологические основы получения тампонажных цементов из местного сырья могут быть сформулированы в виде ряда положений.

1. При расчете сырьевой шихты для получения тампонажного цемента необходимо стремиться получить в клинкере содержание алита не менее 55—60%, белита — не более 15—20%, а содержание трехкальцевого алюмината и браунмиллерита в сумме не больше 20—22%.

2. Сырьевые компоненты должны быть тонко размолоты (остаток на сите № 90 не более 15%) и тщательно перемешаны.

3. Для наиболее полного завершения химических реакций, происходящих при обжиге, необходимо обеспечить резкий подъем температуры и достаточную выдержку клинкера в интервале 1300—1450°C и выше (не менее полутора-двух часов).

4. Для улучшения качества цемента необходимо стремиться к наибольшей тонкости его помола.

Установление технологических основ получения тампонажных цементов из местного сырья является необходимым этапом в работе по созданию цементного производства в нашей республике. И хотя проведенные лабораторные исследования в этом отношении нельзя считать достаточными, можно утверждать, что они будут способствовать решению важнейшей народнохозяйственной задачи — обеспечению местным тампонажным цементом нефтяной промышленности Татарии.

Следует отметить, что проведенные опыты по получению тампонажных цементов из местного сырья необходимо рассматривать только как первый этап технологических исследований. Основной целью этого этапа исследований являлось принципиальное установление пригодности местного сырья для получения тампонажных цементов. Поэтому исследования проводились на сырье не только Елабужско-Бондюжского и Шугуровского минерально-сырьевых узлов, но и некоторых других месторождений (известняки Чупаевского и глины Ямашинского месторождений).

В последующих опытах необходимо будет использовать в качестве сырья известняки и глины с некоторых участков Шугуровской группы месторождений. Эти известняки и глины, отобранные при разведке по известным правилам опробования, вполне характеризуют качество сырья продуктивных горизонтов. На их основе представляется возможность провести такие опыты, которые окончательно докажут пригодность сырья Шугуровской группы месторождений для строительства завода по производству тампонажного цемента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азелицкая Р. Д. Влияние щелочей на состав и свойства цементного клинкера. "Цемент", № 3, 1953.
2. Белянкин Д. С., Иванов Б. В., Лапин В. В. Петрография технического камня. Издательство АН СССР, 1952.
3. Вольфсон С. Л. Сборник научных работ по вяжущим материалам. Госстройиздат, 1949.
4. Контроль производства цемента, т. II, Химический и петрографический контроль цемента, Промстройиздат, 1952.
5. Окороков С. Д. Взаимодействие минералов портланд-цементного клинкера в процессе твердения цемента. Госстройиздат, 1945.
6. Окороков С. Д. Расчет портланд-цементной сырьевой шихты. Стройиздат, 1947.
7. Сидоров А. К. Технологические испытания нерудного минерального сырья. Госгеолгиздат, 1949.
8. Торопов Н. А., Луганина И. Г. О влиянии резкого нагрева на формирование цементного клинкера. "Цемент", № 1, 1953.
9. Торопов Н. А., Вольфсон С. Л. Интенсификация процесса обжига клинкера. "Цемент", № 4, 1953.
10. Торопов Н. А., Астреева О. М. Петрографический контроль портланд-цементного клинкера и доменного шлака. Промстройиздат, 1948.
11. Юнг В. Н. (ред.) Технология вяжущих веществ. Стройиздат, 1947.

Ю. В. СЕМЕНТОВСКИЙ

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ КАЗАНСКОГО ПОВОЛЖЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Планомерное развитие строительного производства, обеспечение строительства и других потребностей народного хозяйства основными видами местного минерального сырья должны базироваться на отчетливых представлениях о закономерностях его размещения.

В настоящей работе мы делаем попытку выявить некоторые закономерности размещения карбонатного сырья на территории Казанского Поволжья и прилегающих частей Низового Прикамья, с включением бассейнов рек Мещи, Казанки и Илети. Выделение этой территории оправдано тем, что именно здесь в поверхностных выходах имеют развитие верхнеказанские образования в их морской формации, являющиеся основным источником строительного карбонатного сырья.

В пределах намеченной территории разработки камня для нужд строительства ведутся давно. До Великой Октябрьской социалистической революции эти работы велись без всякого плана, мелкими предпринимателями, хищнически использовавшими лучшие части месторождений. Не было ни одного месторождения, разведанного для промышленной эксплуатации.

Только в годы Советской власти начинается планомерное изучение минеральных богатств страны. Развертываются широким фронтом работы по детальному геологическому изучению территории, направленные на освоение природных богатств. Геологические съемки, поиски, разведки месторождений полезных ископаемых дают богатый геологический материал. По мере накопления этого материала появляется ряд обобщающих или сводных работ, имевших значение для развития последующих исследований и не утративших своей ценности до настоящего времени. В числе важнейших работ, посвященных в значительной мере изучению минерального сырья, следует назвать, например, сборники по геологии и полезным ископаемым Татарии [1, 2], вышедшие в 1932 и 1940 гг. Второй сборник содержит весьма обширные сведения о большинстве месторождений полезных ископаемых, разведанных или обследованных к тому времени на территории всей Татарии. Работа Е. И. Тихвинской [16] дает детальное описание геологического строения Приказанского района, выводы по палеогеографии, общую характеристику строительного камня по горизонтам и месторождениям. Л. М. Миропольский в своей работе [4] намечает общие перспективы использования минерального сырья Татарской АССР. В той или иной мере полезные ископаемые Татарии вообще, и в частности Поволжья, освещаются во многих других работах.

Все эти материалы значительно облегчают решение стоящей перед нами задачи. Однако эти материалы не являются исчерпывающими.

До последнего времени, например, еще далеко недостаточно изучены физико-механические свойства строительного камня рассматриваемой территории. Богатый фактический материал не может быть использован полностью, поскольку физико-механическая характеристика пород не сопоставляется обычно с петрографическими типами. Более или менее полные данные по качеству камня на разведанных месторождениях не могут возместить отсутствие таких данных для абсолютного большинства неразведанных месторождений. Отсутствуют также систематизированные данные о поведении местного камня в сооружениях, в особенности в ответственных частях гидротехнических сооружений.

Предыдущая работа [14] по изучению строительного камня Приказанского района дала нам возможность наметить закономерные связи физико-механических свойств пород с их структурно-морфологическими особенностями и определить области применения типов пород. В настоящей работе это направление развивается дальше, но оно существенно дополняется привлечением данных фацциально-литологического анализа.

При проведении настоящей работы большой объем физико-механических определений выполнен Г. Я. Даниловым, химические анализы произведены в химической лаборатории Геологического института под руководством К. В. Троицкой.

В геологическом строении рассматриваемой территории имеются две особенности, которые наиболее важны для нашей работы. Первая — наличие поднятий южной оконечности Вятского вала. Именно благодаря этому мы наблюдаем на обширной территории выходы верхнеказанских, а в наиболее поднятых участках и нижнеказанских образований, которые таким образом становятся доступными для практического использования. Вторая особенность — закономерные фацциальные изменения отложений верхнеказанского времени в краевой зоне морского бассейна. Соответствующие условия накопления осадков, в сочетании с последующими их изменениями, привели к образованию определенных типов пород, ценных в практическом отношении.

Нижнеказанские отложения (P_2^{kaz}) наибольшим распространением пользуются на севере территории, в бассейне р. Ировка. По притокам последней — рр. Визимбир, Шойка, Изюмка известны многочисленные выходы отложений подъяруса у дд. Мари-Шой, Шурга, Кушканур, Чукша, Шоръял. Судя по сводному разрезу С. Г. Каштанова [3], мощность подъяруса здесь достигает 67 м. В строении этого разреза значительное участие принимают известняки, преимущественно органогенные, местами оолитовые, с богатой фауной брахиопод, содержащие также фауну пелеципод, мшанок, криноидей. В средней части подъяруса залегает толща песчаников мощностью до 32 м.

Имеются выходы нижнеказанских образований и в верхнем течении р. Воньжи (правый приток р. Илеть) между дд. Воньжедур и Кожлоер. Здесь в основании берегового склона вскрываются верхние горизонты подъяруса, представленные известняками органогенными.

В долине р. Ашит нижнеказанский подъярус появляется на участке Казакларовского поднятия в районе дд. Потаниха — Алан-Биксер. Видимая мощность подъяруса здесь около 40 м. В общих чертах строение разреза близко к рассмотренному в более северных районах, но здесь не обнажена нижняя пачка известняков с подстилающими их глинами.

В долине р. Волги известны лишь единичные выходы пород нижнеказанского подъяруса: под казанским Кремлем, у д. Печищи и в некоторых других пунктах.

Вследствие ограниченности числа выходов нижнеказанских образований, они находят весьма небольшое практическое использование. По этой же причине и мы не имеем достаточных материалов для более детального их рассмотрения.

Верхнеказанские отложения (P_2^{kaz}) наилучшие обнажения дают по правому берегу р. Волги на отрезке ее от с. Курочкино до Сюкеево. Разрезы подъяруса здесь отличаются большим постоянством, характеризуя морской, цехштейновый тип строения толщ. Эталонным является классический печищинский разрез, описанный впервые М. Э. Ноинским свыше 50 лет назад [7]. При общей мощности подъяруса здесь почти в 50 м на карбонатные породы — в основном доломиты, реже известняки — приходится около 74% мощности разреза, 12% мощности составляют мергели, 11% — глины и только 3% — алевролиты и песчаники.

В строении подъяруса вполне отчетливо наблюдается ритмичное чередование слоев. Эта ритмичность была отмечена еще М. Э. Ноинским и в последующем с разных точек зрения рассматривалась рядом исследователей (Е. И. Тихвинской, Л. М. Миропольским и др.). Три карбонатные пачки, имеющие сходное строение, разделяются сериями преимущественно терригенных пород.

К нижней карбонатной пачке верхнеказанского подъяруса относятся серии „ядренный камень“ (А) и „слоистый камень“ (В). Первая складывается довольно постоянной толщей известняков доломитовых и доломитов толсто-наслоенных. Местами наблюдаются прослои мергелей и глин. Мощность серии 7,5—10 м. Залегаящая выше серия „слоистый камень“ при мощности 5,5 м характеризуется однообразным строением, слагаясь в основном доломитами, в верхней части тонконаслоенными.

Серия „подбой“ (С), разделяющая нижнюю и среднюю карбонатные пачки, имеет мощность в 1—1,5 м. Слагается она преимущественно мергелями и брекчиевидными доломитами, в основании же серии проходит весьма характерный и хорошо прослеживаемый в разрезах прослой серой углистой глины — так называемая „руководящая глина“.

К средней карбонатной пачке принадлежат серии „серый камень“ (D) и „шиханы“ (E). Серия „серый камень“ мощностью в 6—8 м довольно однородна, складывается доломитами известковистыми, известняками доломитовыми, иногда органогенно-доломитовыми. Местами наблюдаются оолитовые породы. Характерно для серии большое количество минеральных выделений, прежде всего кремня, который в виде конкреций преобладает в верхней части серии. Часто встречаются стяжения гипса. Серия „шиханы“ отличается весьма большим однообразием. При мощности 2—4 м она складывается белыми тонконаслоеными доломитами, местами содержащими выделения гипса.

Выше следует серия „опоки“ (F), характеризующаяся, наоборот, довольно неоднородным составом. В ее строении принимают участие в основном глины, алевролиты, песчаники, при подчиненном значении карбонатных пород — мергелей и доломитов. В верхней части серии прослеживается сравнительно постоянный прослой желтовато-серого мелкозернистого глинистого песчаника. Мощность серии колеблется от 7 до 20 м.

Верхняя карбонатная пачка — серия „подлужник“ (G) также имеет двучленное строение. В нижней части серия складывается толсто-наслоенными доломитами с неравномерно развитыми явлениями кальци-

тизации. Местами здесь появляются оолитовые и органогенно-обломочные доломиты. Изредка встречаются выделения кремня. В верхней части серии залегают однородные тонконаслоенные доломиты, местами с обильными выделениями гипса. Мощность серии 9—11 м.

Завершается толща верхнеказанского подъяруса серией „переходная“ (Н) мощностью порядка 10 м. Она складывается глинами, мергелями, иногда с прослоями песчаников. В средней части нередко наблюдается горизонт тонконаслоенных доломитов (модиоловый горизонт). В основании серии местами наблюдаются явления размыва.

Верхнеказанский подъярус в целом характеризуется довольно богатым комплексом фауны, преимущественно пелеципод и гастропод, брахиоподы и мшанки имеют подчиненное значение. Наиболее богата фауной серии „серый камень“, „подлужник“, довольно много форм фиксируется в сериях „опоки“ и „переходная“. Серии тонкослоистых доломитов фауны почти не содержат.

Среди наиболее обычных форм пелеципод можно назвать: *Pseudomonotis kasanensis* Vern., *Ps. garforthensis* King., *Schizodus rosicus* Vern., *Lithodomus consobrinus* Eichw., *Nucula trivialis* Beyr., *Leda kasanensis* Vern., *Procrassatella plana* Gol., *Pseudobakewellia ceratophagaeformis* Schl., *Pleurophorina simplex* Keys., *Stutchburia globosa* Netsch. и многие другие. Из гастропод встречаются: *Murchisonia subangulata* Vern., *M. lata* Gol., *Worthenia burlasorum* Gol. и другие. Среди брахиопод наиболее обычны *Productus cancrini* Vern., встречаются также: *Athyris pectinifera* Sow., *Strophalosia Wangenheimi* Vern., *Str. fragilis* Netsch., *Camarophoria superstes* Vern. и др. Из числа мшанок можно назвать: *Geinitzella columnaris* Schl., *Fenestella retiformis* Schl. Для серий, обогащенных терригенным материалом, „подбой“ и „опоки“ характерно наличие остатков растений: *Callipteris uralensis*, *Paracalamites Kutorga*, *Sphenophyllum Stuckenbergi* и др.

Строение верхнеказанского подъяруса описанного типа прослеживается с большим постоянством в меридиональном отрезке р. Волги южнее Казани. Основные изменения здесь заключаются лишь в появлении оолитовых пород в серии „серый камень“ у сс. Кирельское и Сюкеево и в нижней части серии „подлужник“ — между Красновидовым и Антоновкой. Вторая существенная особенность заключается в появлении мощных залежей гипса. На участке между сс. Антоновка и Камское Устье эти залежи наибольшей мощности достигают в сериях „подбой“ и „опоки“, менее мощные залежи отмечаются в верхней части серии „подлужник“ и в серии „переходная“. Последние две залежи наблюдаются в поверхностных выходах и близ Сюкеева. Появление залежей гипса влечет за собой соответствующее возрастание мощности подъяруса, вообще же следует отметить, что мощность всех его серий поддерживается с большим постоянством. Поэтому совершенно необычным кажется увеличение мощности подъяруса у с. Камское Устье (гора Лобач), происходящее за счет нижних двух серий. Серии „ядренный камень“ и „слоистый камень“ в Печищах имеют мощность 12—13 м, в обнажении же горы Лобач с ними обычно синхронизируется толща в 25—27 м. Эта толща состоит из двух резко различных частей. Верхняя представлена достаточно однородной пачкой доломитов, в кровле тонконаслоенных, ниже — толстослоистых, мощностью в 13—14 м. Нижняя пачка резко отличается по своему строению, слагаясь в основном органогенно-обломочными доломитами с сильно перебитыми и окатанными створками раковин пелеципод, брахиопод, гастропод, остатками криноидей, мшанок. Обе пачки разделены слоем темносерой углистой глины, с конкрециями пирита, редкими *Lingula*. Общий облик нижней пачки значительно отличается как от вышележащей пачки, так и от се-

рии „ядренный камень“ печищинского разреза. Можно в то же время заметить, что верхняя пачка, сложенная в большей части толстонаслоенными доломитами, а вблизи кровли имеющая доломиты тонконаслоенные, построена по обычному типу, характерному для карбонатных пачек верхнеказанского подъяруса. Точно так же построена и нижняя карбонатная пачка в Печищах, слагающаяся сериями „ядренный камень“ — „слоистый камень“. Суммарная мощность последних близка к мощности второй доломитовой пачки Камского Устья.

В пользу такого сопоставления говорит и наличие в разрезе у Камского Устья между рассматриваемыми пачками слоя углистой глины, что свидетельствует о резких изменениях условий осадконакопления. В печищинском разрезе, да и повсюду в правобережье Волги, хотя и появляются местами признаки перерывов, но столь резко выраженных литологических несогласий внутри карбонатных пачек не наблюдается. Последние, наоборот, появляются между карбонатными пачками, отделяющимися друг от друга терригенными прослоями („руководящая глина“, серия „опоки“).

Вышеизложенное позволяет высказать соображение о необходимости уточнения стратиграфической разбивки разреза казанского яруса близ пос. Камское Устье (гора Лобач). Мы считаем более правильным отнести к серии „ядренный камень“ пачку толстонаслоенных доломитов, залегающую здесь над нижним слоем углистой глины. При такой интерпретации разреза естественной границей между верхне- и нижнеказанскими отложениями явится этот слой углистой глины. Фактически, это то самое положение границы между подъярусами, которое определено решениями пермской конференции.

Таким образом, возражая против отнесения серии „ядренный камень“ к нижнеказанскому подъярусу, мы вместе с тем согласны с фактическим положением границы между подъярусами, определяемым решениями пермской конференции для района Камского Устья.

Что касается Приказанского района, то для него, как это вытекает из рассмотренных сопоставлений, положение границы между подъярусами должно остаться таким, как всегда принималось казанскими геологами.

Для выявления пространственных фациально-литологических изменений в толще верхнеказанского подъяруса наиболее важным будет проследить его разрез в направлении, секущем простирание фациальных зон. В соответствии с наибольшей обеспеченностью фактическим материалом, мы избираем направление: Васильсурск — Чебоксары — Печищи — Арск. По этой линии, общей протяженностью до 280 км, мы имеем 15 разрезов по обнажениям (в восточной части) или скважинам (в западной части), в которых верхнеказанский подъярус представлен полностью или частично.

Все имеющиеся разрезы сведены в общий литолого-фациальный профиль (см. рис. 1). В целях наиболее четкого выявления именно фациальных условий, колонки разрезов даны не в обычной легенде, а в виде особого графика — литограммы. На этом графике типы пород и их разновидности размещаются в последовательности, определяющейся в основных чертах естественным размещением осадков в области осадконакопления [13]. Графики эти вследствие мелкого масштаба несколько схематизированы. Обозначения типов и разновидностей пород ясны из легенды.

На литолого-фациальном профиле разрезы выравнены по наиболее ясно выраженному стратиграфическому уровню — кровле серии „подлужник“. Исключение сделано лишь для чебоксарского разреза вследствие наличия здесь глубокого размыва. Учесть глубину этого

размыва для остальных разрезов западной части профиля не представлялось возможным. Другие стратиграфические уровни намечены на профиле сплошными линиями.

В отличие от охарактеризованного ранее строения толщи подъяруса в меридиональном отрезке течения р. Волги, при рассмотрении этого профиля обращают на себя внимание значительные колебания мощности подъяруса и составляющих его единиц, наиболее резкие в западной части. В основе этого явления лежат те же зависимости, которые ранее были вскрыты нами при анализе отложений татарского яруса: возрастание мощностей в тектонических прогибах и уменьшение их на поднятиях [12]. Для верхнеказанских отложений мы имеем колебания мощностей от 23,5 м на Юл-Ялском поднятии до 48 м в Чебоксарском прогибе (Цыган-Касы). Это обстоятельство позволяет установить, что в верхнеказанское время Чебоксарский прогиб так же как и в последующий — татарский век — испытывал достаточно интенсивное прогибание, величина которого за это время составила 2—3 десятка метров. В восточной части профиля отмечается некоторое уменьшение мощностей в зоне южной оконечности Вятского вала (Курочкино—Свияжск). К востоку, начиная от района Чепчуги—Куркачи, намечается, наоборот, нарастающее возрастание мощностей.

Литолого-фациальный профиль отчетливо показывает закономерности пространственного изменения строения подъяруса. Если в пещинском разрезе около четвертой части его мощности составляют терригенные породы — песчаники, алевролиты, глины, или карбонатные породы, обогащенные терригенным материалом — мергели, то в западном направлении происходит быстрое уменьшение их содержания. В серии „подбой“ терригенный материал исчезает, вероятно, уже в районе Свияжска. В серии „опоки“ породы, содержащие терригенный материал, протягиваются далее на запад. В курочкинском разрезе этой серии они уже расклиниваются на несколько прослоев и далее выклиниваются совершенно, замещаясь толщей массивных доломитов.

Наиболее однородное строение в западной части района имеет цыган-касинский разрез, расположенный в восточной ветви Чебоксарского прогиба. В сплошной толще доломитов, мощностью почти в 50 м, имеется лишь три прослоя известняков, вероятно, вторичного происхождения, и прослой гипса. Последний по своему положению соответствует серии „опоки“. Западнее общий характер строения толщи подъяруса сохраняется вплоть до Васильсурска. Здесь, однако, особенно в средней части этого района, отмечается значительное возрастание роли гипсов. Последние залегают как в виде мономинеральных толщ, так и в виде тесного прорастания доломита—гипс-доломита. Гипсоносные толщи преимущественное развитие имеют как в серии „опоки“, захватывая, вероятно, и „шиханы“, так и в серии „подбой“, распространяясь на „слоистый камень“. В васильсурском разрезе гипсы наблюдаются также и в верхней части серии „подлужник“.

Интересно отметить, что местами в разрезах появляются прослои пород с оолитовой структурой и остатками фауны. Эти явления наиболее многочисленны в самом западном — васильсурском разрезе, причем положение таких прослоев соответствует преимущественно сериям „подлужник“ и „серый камень“. В доломитах верхней части васильсурского разреза прослоями отмечается появление розовой окраски.

В Приказанском районе, восточнее пещинского разреза, наблюдается, наоборот, последовательное возрастание роли терриген-

ных пород, в нижних же частях всех трех карбонатных пачек здесь появляются оолитовые породы. Увеличение содержания терригенных пород происходит прежде всего в сериях „подбой“ и „опоки“, возрастает мощность этих серий. Далее начинается замещение терригенными породами карбонатных серий. Наиболее отчетливо это проявляется в серии „подлужник“, которая уже в районе Чепчуги—Куркачи теряет свою однородность, а близ Арска (Наласы) чисто карбонатных пород в ее составе остается только 33%. Столь глубокие изменения происходят всего лишь на протяжении 25—30 км.

Необходимо отметить также наличие отчетливо выраженных явлений размыва в средней части серии „подлужник“, зафиксированных, в частности, в бимеринском карьере. Подобно тому, как явления размыва на том же уровне указывались Е. И. Тихвинской для правобережья Волги, и здесь размыв прослеживается по контакту двух фациально различных частей серии. Верхняя часть слагается, как и обычно, преимущественно, тонконаслоевыми доломитами, а нижняя представлена здесь оолитовыми и отрицательно-оолитовыми известняками. Этот последний тип пород появляется в нижней части серии в районе Киндери—Аки и прослеживается на восток, пока вся толща серии не заместится терригенными породами.

В серии „серый камень“ оолитовые породы появляются в районе пос. Чингиз. Изолированный по линии профиля участок аналогичных пород, с преобладанием органогенных разностей, имеется в устье р. Свияги. В районе Чингиз—Киндери оолитовые породы появляются, по данным Е. И. Тихвинской, и в серии „ядренный камень“.

В нашем распоряжении нет данных для характеристики замещения средней („шиханы“—„серый камень“) и нижней („слоистый камень“—„ядренный камень“) карбонатных пачек терригенными породами. Нет сомнения, что характер этого замещения аналогичен описанному для серии „подлужник“ и происходит это замещение при движении на восток достаточно быстро. Предвестником такого замещения и служит появление в этих горизонтах оолитовых пород. Средняя карбонатная пачка простирается к востоку относительно более далеко, так как в районе Чепчуги—Куркачи она имеет еще моноклитное строение, в то время, как серия „подлужник“ здесь уже наполовину замещена карбонатно-терригенными породами.

Мы не будем останавливаться на рассмотрении других особенностей, выявляющихся на нашем профиле. Различными значками на нем отмечено наличие выделений кремния, гипса, явлений кальцитизации, скопление углистых остатков. Отметим наличие тонкослоистой (листоватой) текстуры, которая наблюдается в верхних частях всех трех пачек карбонатных пород. Этот признак, хотя и является характерным для районов Поволжья, но не имеет, однако, повсеместного распространения, будучи приуроченным к окраинным зонам развития верхнеказанского морского бассейна.

По другим профилям, параллельным рассмотренному, наблюдаются аналогичные изменения. В низовьях р. Камы, в пределах детально описанной Б. В. Селивановским [10] зоны перехода от цехштейновой к красноцветной формации, оолитовые породы в серии „подлужник“ появляются близ с. Сорочьи Горы, в „сером камне“ — у Рыбной Слободы. Превосходные выходы оолитовых пород в серии „ядренный камень“ наблюдаются у Берсуты. Немногим восточнее — у Вандовки — все эти карбонатные пачки представлены уже только маломощными прослоями известняков при абсолютном преобладании в разрезе терригенных пород.

На севере рассматриваемой территории — в области Моркинской возвышенности (Аринское поднятие) общее строение разреза, как указывает С. Г. Каштанов [3], имеет большое сходство с волжскими разрезами. Но уже здесь, на участке Юрдур — Карман-Курук появляется в нижней части серии „подлужник“ пачка песчаных и оолитовых известняков. Расклинивание этой серии терригенными породами начинается восточнее, в верховьях бассейна р. Илеть (Ировка).

Нижележащие горизонты в последнем пункте имеют строение, аналогичное описанному ранее для средней части бассейна р. Казанки. В частности, в серии „серый камень“ здесь развиты оолитовые и органогенные — фораминиферовые известняки.

Рассмотренный материал, подтверждая все многообразие и сложность условий накопления верхнеказанских отложений, позволяет наметить среди них несколько литологических комплексов, каждый из которых возник в определенной фациальной обстановке.

1. Комплекс гипсоносных пород: гипсы и гипс-доломиты.

2. Комплекс доломитов: доломиты зернистые (мелко-, тонкозернистые и пелитоморфные), массивные, а также тонконаслоенные, отличающиеся весьма малым содержанием терригенного материала. Иногда им сопутствуют известняки зернистые (вплоть до крупнозернистых).

3. Комплекс оолитовых и органогенных пород: оолитовые, органогенно-оолитовые, органогенно-обломочные, песчаные известняки и доломиты, местами сопутствуемые песчаниками сероцветными.

4. Комплекс карбонатно-глинистых пород: доломиты глинистые, мергели доломитовые, глины карбонатные.

5. Комплекс терригенных пород: глины бескарбонатные, иногда глины углистые, алевролиты, песчаники.

6. Комплекс красцветных пород белебеевской свиты.

На фациально-литологическом профиле нами намечено различной штриховкой расположение указанных литологических комплексов (за исключением последнего). Полученная при этом картина весьма отчетливо рисует взаимоотношения разрезов и позволяет в некоторой степени конкретизировать наши представления об условиях осадконакопления в верхнеказанское время.

Верхнеказанский бассейн, утративший свободную связь с северным океаном, характеризуется заметно повышенной соленостью, сравнительно с нижнеказанским. Это фиксируется интенсивным доломитообразованием, связанным часто с накоплением сульфатов, обеднением состава фауны, преимущественно развитой в краевых опресненных зонах бассейна, эвригалиновым характером фауны. Н. М. Сграхов, как известно, допускает возможность возникновения доломитов в нормальной морской обстановке, указывая однако, что в верхнем палеозое условия морского доломитообразования осуществляются лишь в отдельные моменты истории [15]. В верхнеказанское время, как можно думать, обстановка более приближалась к нормальным морским условиям только в начальные этапы отложения карбонатных пачек: серии „ядренный камень“, „серый камень“, низы „подлужника“. В это время в бассейне отсутствует садка сульфатов, накапливаются толстонаслоенные доломиты, нередко содержащие фауну, в более мелководных участках образуются толщи оолитовых пород. На протяжении же всей остальной истории верхнеказанского времени явно преобладал лагунный тип осадконакопления и весь бассейн представлял собою, по сути дела, весьма обширную лагуну с интенсивным доломитообразованием и садкой сульфатов в ряде участков. Эти процессы доломитообразования осуществлялись

как путем прямой хемогенной садки доломита, так и при доломитизации известкового ила на стадии раннего диагенеза.

В соответствии с изложенным, мы и связываем намеченные

взаимоотношения фациально-литологических зон здесь, при наличии

На севере рассматриваемой территории — в области Моркинской возвышенности (Аринское поднятие) общее строение разреза, как

указывает С. Г. Копылов [21], имеет следующий вид:

разрывает товды дами

ние, р. К. ооли

ност наме из к

нист отли Ино зерн

гано няки ными

мерг

глин

штри (за н отче рой осад

ным срав ломи обед опрес Н. М. доло в вер влияю время ным ных лужн накоп фаун вых ского весь

лагуну с интенсивным доломитообразованием и садкой сульфатов в ряде участков. Эти процессы доломитообразования осуществлялись

как путем прямой хемогенной садки доломита, так и при доломитизации известкового ила на стадии раннего диагенеза.

В соответствии с изложенным, мы и связываем намеченные выше 1 и 2 комплексы гипсоносных пород и доломитов с лагуно-морской и морской фациальными зонами, существовавшими в верхнеказанском бассейне. В мелководных, преимущественно краевых частях этого бассейна, при некотором понижении его солености, появляется временами зона накопления оолитовых пород — мелководно-морская фациальная зона.

Восточная окраина верхнеказанского лагуно-морского бассейна окаймляется зоной развития опресненных лагун, обширных мелководных бассейнов, в которых отлагались красноцветные осадки белебеевской свиты. На нашем профиле зона развития красноцветов не показана, но ее влияние проявляется в обогащении карбонатных пород терригенным материалом, в появлении среди карбонатной толщи клиньев терригенных пород (4 и 5 комплексы пород). Это — переходные фациальные зоны, характеризующиеся переменным, неустойчивым режимом и примыкающие то к зонам повышенной солености центральных пространств бассейна, то к опресненным зонам периферических частей бассейна.

Намеченные фациальные зоны в течение верхнеказанского времени, под влиянием регионально выраженных колебательных движений, испытывают неоднократную пространственную миграцию. Эта миграция, однако, не означала простого перемещения в пространстве стабильного набора фациальных зон, но она сопровождалась качественным изменением фациального комплекса. На каждом этапе (ритме) развития верхнеказанского бассейна можно отметить три характерные стадии, отчетливо вырисовывающиеся и на фацально-литологическом профиле. Эти стадии аналогичны тем стадиям, которые были установлены ранее Н. Н. Форш при анализе материала по Куйбышевскому Заволжью [18].

Морская стадия характеризуется широким развитием карбонатных отложений с преобладанием в их составе массивных, толсто-наслоенных доломитов, часто содержащих фауну, и накоплением в мелководных частях оолитовых и органогенных пород (серии „ядренный камень“, „серый камень“, низы „подлужника“).

Лагуно-морская стадия отличается появлением в центральных пространствах бассейна сульфатных накоплений, а в периферических — тонконаслоенных доломитов, которые далее быстро переходят в карбонатно-глинистые и терригенные породы зоны переходной к красноцветным образованиям (серии „слоистый камень“, „шиханы“, верхи „подлужника“).

Лагуно-мелководная стадия характеризуется преобладанием в центральных пространствах бассейна сульфатных отложений и значительным продвижением вглубь бассейна пород, обогащенных терригенным материалом. Местами, например, на участке Красновигово — Антоновка, эти породы переходной фациальной зоны пространственно смыкаются с сульфатными накоплениями (серии „подбой“, „опоки“, „переходная“).

Рассмотренные закономерности касаются взаимоотношений фацально-литологических зон, их миграции, в основном, в пределах восточной части верхнеказанского бассейна. На его западном побережье эти общие закономерности будут сочетаться с существенно иной конкретной обстановкой, определяющейся, в частности, иным характером побережья, иным составом и меньшим количеством терригенного материала, поступающего в бассейн. В силу этого и взаимоотношения фацально-литологических зон здесь, при наличии

общих черт, будут в какой-то мере отличаться от рассмотренных. Выяснить детали этих взаимоотношений — задача дальнейших исследований.

Определенные типы осадков, отлагавшиеся в пределах соответствующих фациальных зон: сульфаты, доломитовые и известковые илы, органогенные и оолитовые накопления и т. п. представляли тот первичный материал, который в результате длительных процессов последующего изменения превращался наконец в породу. Те или иные морфологические особенности, физико-механические свойства пород, а часто и их химический состав, от которых зависят пути практического использования этих пород, формировались в современном виде в процессах взаимодействия между веществом осадка и окружающей его средой. Такое взаимодействие, качественно изменяясь, охватывало все стадии существования осадка — породы, начинаясь с момента накопления самого исходного вещества (сингенез), превращения его в породу (диагенез) и продолжаясь в последующих изменениях породы на стадиях катагенеза и гипергенеза, вплоть до современного ее состояния.

Мы не ставим перед собой целью специальное описание и изучение всех этих процессов, ограничиваясь изложением лишь некоторых положений. В числе процессов, имевших наиболее важное значение для формирования свойств именно карбонатных пород, необходимо назвать перекристаллизацию, кальцитизацию и растворение.

Перекристаллизация различной интенсивности охватывает почти все породы. Если считать, что при хемогенной садке карбонатов их неделимые имеют размер не более 0,005 мм (по Н. М. Страхову — порядка 1—2 микронов), то необходимо признать, что абсолютное большинство наших карбонатных пород является перекристаллизированным во всей своей массе. Перекристаллизация этого типа совершалась, бесспорно, в процессе диагенеза осадка и явилась главной причиной его литификации. Нормальным верхним пределом крупности зерна при такой перекристаллизации является, вероятно, 0,02—0,03 мм.

Другой тип перекристаллизации появляется уже на более поздних стадиях существования породы и связан с циркуляцией в порах пород и по трещинам водных растворов. Она проявляется во многих породах наличием участков укрупненной зернистости, выделением кальцита в трещинах, в ядрах раковин. Обычно такая перекристаллизация связана с кальцитизацией доломитовых пород. Последняя по своему характеру и интенсивности имеет разнообразное развитие. На начальных стадиях она выражается в появлении выделений кальцита по микротрещинкам, затем в монолитной массе доломита появляются тонкие линзообразные выделения кальцита, иногда диагонально секущие породу. Весьма характерна так называемая узловатая кальцитизация, при которой в массе светлосерого доломита появляются мелкие, более темные „узелки“ — выделения кальцита размером от 1 до 4—5 мм. В шлифе каждый такой „узелок“ определяется как монокристалл кальцита пойкилитового строения, благодаря наличию в нем реликтовых включений зерен доломита. На более высокой стадии кальцитизации такие „узелки“ переполняют всю породу, она становится внешне монолитной (известняки пойкилобластические). Однако при выветривании разрушаются в первую очередь реликты доломита, сохранившиеся еще между „узелками“ кальцита, и порода распадается на отдельные зерна. Лишь при высокой степени перекристаллизации, когда преобладающая часть доломита ассимилирована, порода приобретает высокие механические свойства (известняки крупнозернистые).

Наиболее широкое развитие процессы кальцитизации и перекристаллизации имеют в толщах оолитовых пород. Они протекают здесь многообразно, сочетаясь нередко с явлениями растворения. В одних случаях оказывается целиком перекристаллизированным и замещенным веществом оолитов и органогенные остатки. В других случаях оолиты изменены мало, но почти полностью перекристаллизована цементирующая масса. Наконец, порода может быть перекристаллизована нацело, сохраняя лишь незначительные признаки первоначального строения. Такие породы — известняки мелко- и среднезернистые отличаются наиболее высокими техническими показателями и, одновременно, наиболее низким содержанием примеси доломита. Пространственное распределение процессов перекристаллизации и кальцитизации довольно неравномерно, в связи с чем и строение таких толщ не всегда однородно, что часто снижает качество камня. Тем не менее, в качестве предварительного вывода, можно наметить, что наибольшее развитие эти процессы в пределах мелководно-морской фациальной зоны (3-й комплекс пород) имеют в ее „внутренней“ части, т. е. ближе к контакту с отложениями более удаленной от береговой полосы морской фациальной зоны (2-й комплекс пород).

Процессы растворения имеют развитие преимущественно в толщах оолитовых пород вне пределов участков сплошной перекристаллизации, а зачастую и сопровождая последние. Выщелачиванию подвергается большей частью материал оолитов, в отдельных случаях — цементирующая масса. В отложениях морской зоны (2-й комплекс доломитовых пород) процессы растворения приводят обычно к разрыхлению доломитов, превращению их в доломитовую муку.

В заключение этого краткого обзора вторичных процессов важно подчеркнуть, что их специфика во многом определяется начальными особенностями тех толщ и пород, в которых протекают эти процессы. Следовательно, индивидуальная характеристика фацально-литологических зон процессами вторичного изменения пород не только не нивелируется, но часто выражается еще более отчетливо. Из этого следует, что руководящим моментом при выявлении качественной характеристики и закономерностей размещения карбонатных пород рассматриваемой территории и должен являться именно фацально-литологический анализ с последующим учетом специфики вторичных процессов.

Уже на основании рассмотренного выше материала можно вынести суждение о наибольшей перспективности в отношении поисков качественного строительного камня отложений преимущественно мелководно-морской фацально-литологической зоны. Породы этой зоны, существовавшей в морские стадии жизни верхнеказанского бассейна, имеют развитие в сериях „ядренный камень“, „серый камень“, „подлужник“ (нижняя часть). Именно эти серии являются основными продуктивными горизонтами. По условиям обнаженности наибольшее практическое значение имеют верхние два горизонта: „серый камень“ и „подлужник“.

Исходя из изложенных соображений, мы даем схематическую палеофациальную карточку для названных двух горизонтов. На этой карточке, с учетом данных М. Э. Ноинского, Е. И. Тихвинской, Б. В. Селивановского, М. Г. Солодухо и имеющегося у нас фактического материала, нанесено положение литолого-фациальных зон. Дополнительной штриховкой в пределах залегания эти продуктивные горизонты доступны для практического использования (см. рис. 2).

Физико-механические параметры пород по петрографическим типам

Разновидности пород	Значения					Число определений	Средние значения								
	Объемный вес—Q		Водопоглощение W ₂		Пористость открытая V ₂		Удельный вес D	Коэфф. пористости K	Водопоглощение W _c	Пористость эффект. V _c	Врем. сжатия в воздушно-сухом состоянии				
												Водопоглощение W ₂			
	от	до	от	до	среднее										
	Число определений	от	до	от	до		среднее								
Известняки крупно-, среднезернистые и пойкилобластические	5	2,40	2,68	2,56	0,61	2,36	1,26	3,18	3	2,74	5,87	1,74	4,47	937	620
Известняки мелкозернистые	30	2,23	2,66	2,53	0,38	6,27	2,08	4,69	15	2,73	6,82	2,06	4,26	1319	880
Известняки тонкозернистые	5	2,08	2,59	2,39	1,37	9,40	3,99	9,12	4	2,72	13,91	—	—	1095	730
Известняки органогенные	8	2,05	2,62	2,33	1,37	10,40	5,77	11,85	4	2,68	13,30	4,87	9,75	753	500
Известняки оолитовые	10	2,30	2,74	2,53	0,02	6,04	1,77	4,33	3	2,73	7,70	2,64	6,95	1237	820
Известняки отриц. оолитовые	6	1,61	1,96	1,77	2,55	14,06	9,82	17,01	3	2,73	35,52	—	—	—	—
Доломиты уплотненного строения	14	2,42	2,67	2,54	1,24	4,63	2,58	6,48	8	2,85	11,01	3,66	8,91	1417	940
Доломиты мелкозернистые	33	1,40	2,35	1,99	3,94	32,50	12,72	22,42	11	2,82	28,90	3,75	9,59	621	410
Доломиты тонкозернистые	22	1,57	2,31	1,90	4,42	26,34	15,04	26,27	4	2,83	30,98	2,95	15,17	432	290
Доломиты пелитоморфные	5	1,82	2,09	1,95	12,82	17,72	15,07	29,27	3	2,80	31,41	—	—	471	310
Доломиты оолитовые, в том числе частично выщелоченные	13	1,86	2,59	2,19	1,45	9,24	5,07	10,82	6	2,82	25,11	5,72	14,11	396	260

Петрографическое описание карбонатных пород верхнеказанского подъяруса и общая характеристика их физико-механических свойств были даны нами в предыдущей работе [14]. Среди известняков обособляются три структурные группы: зернистые, оолитовые и органогенные. Наибольшим распространением пользуются зернистые известняки, подразделяющиеся далее, в зависимости от крупности зерен кальцита, на разновидности: крупнозернистые (размер зерен более 0,5 мм), среднезернистые (0,5—0,1 мм), мелкозернистые (0,1—0,01 мм) и тонкозернистые (размер зерен менее 0,01 мм). Все эти разновидности, за исключением последней, несут явные признаки вторичной перекристаллизации. К числу крупнозернистых известняков относятся также известняки пойкилобластические, отличающиеся особо крупным размером (до 2—3 мм), округлой формой кристаллов кальцита и наличием в них и между ними реликтов доломита.

Среди доломитов выделяются оолитовые и зернистые, причем последняя группа подразделяется на разновидности: мелкозернистую, тонкозернистую и пелитоморфную. Мелкозернистые и тонкозернистые доломиты морфологически сходны между собой и состоят из зерен доломита размером близким к 0,01 мм. Небольшие отклонения размера зерен в ту или иную сторону дают обе разновидности. Среди мелкозернистых и, в меньшей степени, тонкозернистых доломитов особо выделяется группа доломитов уплотненного строения. Они отличаются плотным соприкосновением между собой зерен доломита имеющих извилистые очертания, следствием чего является высокая прочность этих пород.

Полученные в последнее время новые материалы по физико-механической характеристике пород не изменили существа прежних выводов. Эти данные приведены в таблице 1.

Как можно видеть, в группе зернистых известняков наблюдается последовательное уменьшение величин объемного веса вместе с уменьшением размерности зерен. Дальнейшее уменьшение величин объемного веса наблюдается в известняках органогенных и отрицательно-оолитовых. В обратном направлении, но столь же закономерно, происходит изменение величины водопоглощения и сопряженных значений открытой и общей пористости (коэффициента пористости). Заметим при этом, что известняки оолитовые, являющиеся в значительной мере перекристаллизованными, по своим показателям весьма близки к известнякам мелкозернистым.

В группе доломитов отмечаются аналогичные зависимости. В целом же доломиты, за исключением разновидностей уплотненного



Рис. 2. Расположение фациальных зон для времени отложения серий «серпентинный камень» и «подлужник».

Фациальные зоны: А — морская; Б — мелководно-морская; В — переходная и красноцветные. Границы фациальных зон для серий: 1 — «подлужник»; 2 — «серпентинный камень». Участки обнажения продуктивной фациальной зоны для серий: 3 — «подлужник»; 4 — «серпентинный камень».

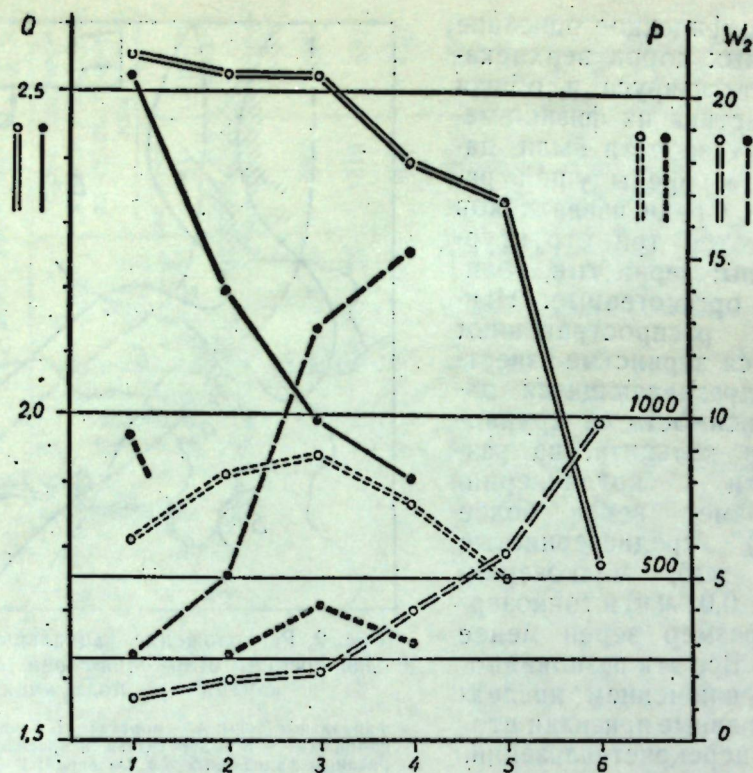


Рис. 3. Зависимости между основными физико-механическими показателями карбонатных пород.

Структуры пород: 1 — крупнозернистая, уплотненная; 2 — оолитовая; 3 — мелкозернистая; 4 — тонкозернистая и пелитоморфная; 5 — органогенная; 6 — отрицательно-оолитовая. Q — объемный вес; P — сопротивление сжатию (кг/см^2); W₂ — водопоглощение (%). Точки и линии: белые — известняки; черные — доломиты.

строения, характеризуются заметным снижением величин объемного веса и повышением водопоглощения по соответствующим структурным группам. Все эти зависимости вполне отчетливо выражены на графике, построенном по данным таблицы 1 (см. рис. 3).

Величины временного сопротивления сжатию определялись нами на кубиках величиной по ребру 20 мм. Как известно, уменьшение размера образца ведет к завышению его прочности. Для приведения полученных величин по возможности к стандартным условиям применен коэффициент 0,67, с помощью которого и получены цифры параллельного столбца таблицы.

Для зернистых известняков величины временного сопротивления сжатию возрастают в основном по мере увеличения крупности зерна (и соответственно — уменьшения пористости). Наибольшей прочностью обладают известняки мелкозернистые, затем, по мере дальнейшего возрастания зернистости, происходит уменьшение прочности. Для доломитов аналогичные зависимости выражены менее отчетливо. Резко повышенными показателями выделяются доломиты уплотненного строения.

При рассмотрении этого материала необходимо помнить, что нами использован чисто морфологический признак при расположении структурных групп пород, поскольку в качестве ближайшей задачи мы ставили выявление зависимостей между морфологией, структурой породы и ее физико-механическими свойствами. Лишь в дальнейшем мы предполагаем перейти к более широким обобщениям на генетической основе. Тем не менее следует заметить, что устанавливаемые

эти зависимости имеют под собой генетическую основу. Так, например, последовательное изменение физико-механических свойств пород вместе с изменением их зернистости нужно рассматривать не только в качестве прямой функциональной зависимости этих свойств от размера зерен, но и как результат длительного преобразования породы под влиянием многообразных процессов. Относительность этих данных и ведущее значение генетического признака будут, в частности, ясны из последующих строк.

Имеющийся фактический материал по петрографической и физико-механической характеристике пород из отложений верхнеказанского подъяруса охватывает в основном три фациально-литологические зоны: морскую, мелководно-морскую и переходную. Территориально, по отношению к нашему фациально-литологическому профилю, этот материал тяготеет к восточной части профиля, начиная от разреза у с. Курочкино, или же на других участках (в Прикамье, в районе Моркинской возвышенности) имеет аналогичное положение относительно простирающихся фациально-литологических зон. В таблице 2 показана количественная роль (в процентах) каждой петрографической разновидности в пределах названных фациальных зон. Эти цифры получены по соотношению количества изученных образцов пород и поэтому являются приближенными, но тем не менее они могут дать общее представление о петрографической характеристике отдельных фациальных зон.

Для морской фациальной зоны наиболее характерными являются породы группы мелко- и тонкозернистых доломитов (61%). Подчиненное положение здесь занимают известняки кристаллически-зернистые, в число которых входят разновидности явно вторичного происхождения, образовавшиеся путем кальцитизации доломитов.

В отложениях мелководно-морской фациальной зоны значительное развитие имеют оолитовые разновидности пород — известняки и доломиты (37%), которые являются, как мы отмечали и ранее, наиболее характерными для этой зоны. Большим развитием пользуются также мелкозернистые известняки (около 24%), происхождение которых в значительной мере обязано перекристаллизации оолитовых пород. Данные, имеющиеся для переходной фациальной зоны, не являются показательными, поскольку они относятся только к наиболее чистым разновидностям карбонатных пород этой зоны.

Интересно отметить, что при сопоставлении физико-механических показателей для отдельных групп пород, развитых в пределах разных фациальных зон, намечаются некоторые различия. Так, известняки мелкозернистые, развитые в морской фациальной зоне, имеют объемный вес 2,52 и водопоглощение 1,81 (среднее из 10 определений). Аналогичные известняки, развитые в мелководно-морской зоне, имеют: объемный вес 2,47 и водопоглощение 2,43 (среднее из 22 определений).

Значительно более резкие различия в физико-механических показателях наблюдаются для доломитов мелкозернистых. Эти породы в морской фациальной зоне имеют объемный вес 1,94, водопоглощение 14,63 (среднее из 22 определений). Аналогичные доломиты мелководно-морской зоны имеют: объемный вес 2,18, водопоглощение 8,46 (среднее из 10 определений). Подобно этому и мелкозернистые доломиты уплотненного строения имеют в морской фациальной зоне объемный вес 2,53 и водопоглощение 6,18 (11 определений), а в мелководно-морской зоне аналогичные породы характеризуются также повышенными показателями: объемный вес 2,57, водопоглощение 2,29 (3 определения).

Исходя из общей характеристики физико-механических свойств

Распределение пород по возможностям применения в строительстве

Таблица 2

Разновидности пород	Виды строительного камня																		
	Количественная роль пород по фациальным зонам в %			щебень бетонных конструкций				камень для мощения и набросок		дорожный (класс камня)	стеновой	бутовый камень							
				гидротехнич.		наземные		зона пещерного уровня	надводная и подводная зоны			стандартный	нестандартный						
	морская	мелководно-морская	переходная	надводная зона (кл. III)	подводная зона (кл. IV)	увлажняемые	сухие (марка бетона)												
Известняки крупно-среднезернистые и пойкилобластические	7,3	2,5	—	○	○	200	300	○	○	3		○	○	○	○	○	○	○	○
Известняки мелкозернистые	15,4	24,1	5,6	○	○	300	400		○	○	3		○	○	○	○	○	○	○
Известняки тонкозернистые	10,6	—	—				300		○	○	4		○	○	○	○	○	○	○
Известняки органические	0,8	10,1	—				200		×	×	4		○	○	○	○	○	○	○
Известняки оолитовые	—	16,4	—	×	○	300	400		○	×	3		○	○	○	○	○	○	○
Известняки отрицательно-оолитовые	—	7,7	—				200				5					○	○	○	○
Доломиты уплотненного строения	12,1	3,8	—	×	○	400	500		×	×	3		○	○	○	○	○	○	○
Доломиты мелкозернистые	35,0	16,5	27,8				200+				5+		○	○	○	○	○	○	○
Доломиты тонкозернистые	13,9	5,0	38,8				100×				5×		×	×	×	×	×	×	×
Доломиты пелитоморфные	4,9	1,2	27,8				150×				5		×	×	×	×	×	×	×
Доломиты оолитовые.	—	12,7	—				100				5		×	×	×	×	×	×	×

○ — основные области применения пород; × — возможность выборочного использования; + — только для пород мелководно-морской зоны.

○ — основные области применения пород; X — возможность выборочного использования; + — только для пород мелководно-морской зоны.

пород и учитывая преимущественную принадлежность различных их разновидностей к соответствующим фациальным зонам, мы имеем возможность непосредственно определить горизонты и районы, перспективные в отношении того или иного вида строительного камня.

В приведенной выше таблице 2, в соответствии с усредненными физико-механическими показателями пород, нами показаны области применения последних в строительном производстве. Как можно видеть, для наиболее ответственных, гидротехнических сооружений пригодны в основном известняки мелкозернистые и примыкающие к ним известняки оолитовые (перекристаллизованные), а также известняки средне-, крупнозернистые и пойкилобластические. В отношении последних необходимо иметь в виду, что неполная перекристаллизация — наличие реликтов доломита — может значительно снижать устойчивость породы. Для гидротехнических сооружений по своим показателям пригодны также доломиты уплотненного строения.

Для бетонных конструкций, не подвергающихся увлажнению, пригодны большинство пород, в соответствии с марочностью бетона. Доломиты тонкозернистые и пелитоморфные могут применяться лишь выборочно, а доломиты мелкозернистые — только из отложений мелководно-морской фациальной зоны.

В качестве дорожного камня пригодны также все породы, но с теми же исключениями. Наиболее высокие классы дорожного камня относятся, разумеется, к известнякам.

На стеновой камень пригодны отрицательно-оолитовые известняки и доломиты.

Для применения в качестве бутового камня пригодны все известняки, в том числе органогенные и отрицательно оолитовые — выборочно. Среди доломитов пригодны доломиты уплотненного строения и выборочно — доломиты оолитовые. Можно видеть, что в большинстве случаев прочность указанных пород значительно превосходит нормативы для бутового камня. Учитывая это обстоятельство, мы считали бы возможным повысить до 10% допустимый предел водопоглощения для бутового камня, применяемого в менее ответственных сооружениях („нестандартный“ бутовый камень).

Характеристика морозостойкости для большинства пород является благоприятной, хотя в отдельных случаях и имеются некоторые ограничения.

При сопоставлении вышесказанных данных со всей очевидностью устанавливается, как это отмечалось ранее, наибольшая перспективность отложений мелководно-морской фациальной зоны (см. рис. 2). В отложениях морской фациальной зоны продуктивные породы наиболее высокого качества располагаются большей частью отдельными маломощными прослоями среди непродуктивных доломитовых пород и в этом случае не всегда могут быть использованы. В иных же случаях эти породы залегают более мощными пачками, которые территориально и стратиграфически обычно соседствуют с отложениями наиболее продуктивной мелководно-морской зоны и поэтому могут использоваться совместно с последними. Породы переходной зоны большого практического интереса не представляют.

При использовании карбонатных пород для производства вяжущих материалов первостепенное значение имеет их химический состав. В таблице 3 приведены усредненные по разновидностям пород данные 128 сокращенных химических анализов. Из этих данных следует, что состав различных структурных разновидностей мало отличается друг от друга, но колебания состава в пределах отдельных групп

Химический состав карбонатных пород

Разновидности пород	Колич. анализов	Нераств. остаток + R ₂ O ₃			CaO			MgO		
		от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.
Известняки средне- и крупнозернистые	4	0,46	3,61	1,55	51,42	55,51	53,73	0,13	3,86	1,29
Известняки мелкозернистые	11	0,30	19,94	2,59	43,31	55,19	51,79	0,29	9,22	2,25
Известняки тонкозернистые	4	0,68	2,23	1,40	45,06	54,67	51,26	0,63	8,81	3,58
Известняки оолитовые и органогенные	23	0,00	19,81	3,21	43,11	55,42	50,60	0,20	10,45	3,04
Средний состав известняков	42	—	—	2,72	—	—	51,26	—	—	2,55
Доломиты мелкозернистые	37	0,19	22,82	2,20	29,90	36,66	32,88	8,45	21,83	18,88
Доломиты тонкозернистые и пситоморфные	37	0,27	18,17	3,45	25,93	36,08	31,38	11,97	21,83	18,74
Доломиты оолитовые	12	0,12	13,58	2,89	26,21	41,09	32,41	12,35	21,01	17,31
Средний состав доломитов	86	—	—	2,83	—	—	32,17	—	—	18,59

значительны. По степени доломитности, например, наблюдаются переходы от известняков к доломитам через промежуточные разновидности. Необходимо, однако, заметить, что эти колебания состава относятся к довольно ограниченному числу анализов. После исключения образцов, содержащих большую примесь терригенного материала или с неравномерными вторичными изменениями, картина получается более четкой, появляется возможность установить различия состава пород по фаціальным зонам и отдельным горизонтам (см. табл. 4).

Известняки зернистые, развитые в морской фацальной зоне, отличаются повышенным содержанием доломита и, наоборот, весьма небольшим — терригенных примесей. В мелководно-морской зоне, более близко располагающейся к береговой линии, естественно возрастает содержание терригенного материала и заметно снижается содержание доломита. По последнему показателю это наиболее чистые известняки.

Среди доломитов зернистых, развитых преимущественно в отложениях морской фацальной зоны, отмечается большое постоянство состава. Тем не менее, можно подметить, что доломиты серии „подлужник“, содержащие MgO в среднем 20,25%, отличаются наибольшей чистотой состава (теоретическое содержание MgO в доломите — 21,87%).

В группе оолитовых пород (мелководно-морская зона) различия состава по горизонтам проявляются наиболее отчетливо. Содержание терригенного материала и в доломитах и в известняках серии „серый камень“ весьма невелико (0,6%), но оно резко возрастает при переходе к серии „подлужник“. По степени доломитизации, наоборот, в породах серии „подлужник“ отмечаются минимальные показатели, и известняки этой серии по составу карбонатного материала отличаются наименьшей доломитностью (MgO — 1,16%). Вообще следует заметить, что комплекс отложений мелководно-морской зоны отличается в серии „подлужник“ на территории бассейнов рр. Казанки и Илети заметным преобладанием известняков. В серии „серый камень“, наоборот, большим развитием пользуются доломиты, поэтому и известняки этой серии имеют более высокую степень доломитности, чем в „подлужнике“.

Рассмотренные особенности химического состава пород хотя и не являются исчерпывающими, но вполне очевидно вытекают из общих закономерностей развития геологической истории в верхне-казанское время. Эти особенности могут быть также использованы при решении ряда практических вопросов.

На основании всего вышесказанного материала должен быть сделан вывод о наибольшей перспективности в отношении использования в строительном производстве отложений мелководно-морской фацально-литологической зоны и тяготеющих к ней частей смежной, морской, зоны. К отложениям именно этой зоны приурочено в настоящее время большинство наиболее крупных предприятий по добыче строительного камня. С нею же необходимо связывать дальнейшее развитие этих предприятий. Приводимая нами схема пространственного расположения отложений перспективной (мелководно-морской) фацально-литологической зоны для продуктивных горизонтов серий „серый камень“ и „подлужник“ (рис. 2) дает возможность ориентировать направление этого развития. В целях наиболее полного и всестороннего использования ископаемого минерального сырья во всех случаях должен соблюдаться принцип комплексной разработки месторождений.

Химический состав пород по горизонтам и фациальным зонам

Разновидности пород	Горизонты (серии)	Фациально-литологические зоны	Колич. анализов	Состав по анализам			Пересчет на минералы	
				нераств. остаток + R_2O_3	CaO	MgO	кальцит	доломит
Доломиты зернистые	(среднее)	морская	47	1,51	31,78	19,94	7,23	91,19
	„подлужник“	„	29	1,46	31,51	20,25	5,97	92,60
	„серый камень“	„	18	1,59	32,21	19,43	9,26	88,86
Известняки зернистые	—	„	15	1,02	52,18	2,79	86,19	12,76
	—	мелководно-морская	4	6,24	51,75	0,60	90,85	2,74
Известняки оолитовые	„подлужник“	„	10	5,84	51,18	1,16	88,45	5,30
	„серый камень“	„	10	0,58	50,02	4,92	77,05	22,50
Доломиты оолитовые	„подлужник“	„	3	9,72	29,38	15,92	12,92	72,81
	„серый камень“	„	8	0,58	32,47	18,45	25,00	84,37

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и полезные ископаемые Татарской республики. Татиздат, Казань, 1932.
2. Геология и полезные ископаемые Татарской АССР. Татарский геологоразведочный трест, Казань, 1940.
3. Каштанов С. Г. К характеристике разрезов казанского яруса восточной части Марийской АССР. Учен. записки Каз. ун-та, т. 110, кн. 5, геол., 1950.
4. Миропольский Л. М. Недр Татарской АССР и проблемы использования полезных ископаемых. „Природа“, № 1, 1942.
5. Миропольский Л. М. О зональности в осадконакоплении среди верхне-казанских отложений в Татарии. ДАН СССР, т. 61, № 6, 1948.
6. Миропольский Л. М. Первичная и вторичная минерализация в пермских отложениях Татарии. Учен. записки Каз. ун-та, т. 112, кн. 2, геол., вып. 19, 1952.
7. Ноинский М. Э. Разрез пермской толщи, выступающей на правом берегу р. Волги близ д. Печищ против г. Казани. Труды Каз. о-ва естествоисп., т. XXXII, вып. 6, 1899.
8. Ноинский М. Э. Некоторые данные относительно строения и фациального характера казанского яруса в Приказанском районе. Изв. Геолкома, т. 43, № 6, 1924.
9. Решения пермской конференции ВНИГРИ. Гостоптехиздат, 1950.
10. Селивановский Б. В. Белебеевская свита среднего и нижнего Прикамья. Учен. записки Каз. ун-та, т. 97, кн. 3-4, геол., вып. 8-9, 1937.
11. Селивановский Б. В., Солодухо М. Г. Верхнеказанские отложения центральной части Волжско-Камского края. ДАН СССР, т. 90, № 4, 1953.
12. Сементовский Ю. В. Литологический анализ отложений татарского яруса центральной части Волжско-Камского края. ДАН СССР, т. 65, № 1, 1919.
13. Сементовский Ю. В. Рациональная форма литологических колонок. Изв. Казанского филиала АН СССР, сер. геол., № 1, 1950.
14. Сементовский Ю. В., Дистанов У. Г. К характеристике местного строительного камня. Изв. Казанского филиала АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.
15. Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях. В кн.: Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
16. Тихвинская Е. И. Геология и полезные ископаемые Приказанского района. Учен. записки Каз. ун-та, т. 99, кн. 3, геол., вып. 13, 1939.
17. Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. Учен. записки Каз. ун-та, т. 112, кн. 2, геол., вып. 19, 1952.
18. Форш Н. Н. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. Геология Поволжья (сборник), Гостоптехиздат, 1951.
19. Чердынцев В. А. Казанский ярус. В кн.: Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа. ГОНТИ, 1939.

Н. В. КИРСАНОВ и Ю. В. СЕМЕНТОВСКИЙ

О КЛАССИФИКАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ И ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

К настоящему времени в практике различного рода исследований, геолого-разведочных, инженерно-геологических и технологических работ имеют применение свыше двух десятков классификаций терригенных и терригенно-карбонатных пород. В соответствии с быстрым развитием науки об осадочных породах предлагаемые вновь классификации, как правило, все более и более совершенствуются, однако ни одна из них, как и ранее предложенные, до сих пор не является общепринятой.

Введение единой классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород для различного рода геологических исследований является неотложной необходимостью. Мы полагаем, что этот вопрос должен получить положительное разрешение на одной из ближайших союзных конференций или совещаний петрографов-осадочников.

В настоящей статье приводится краткий обзор некоторых из важнейших существующих классификаций. Здесь же дано описание классификаций терригенных и терригенно-карбонатных осадочных пород, применяемых с 1948 года Геологическим институтом Казанского филиала Академии наук СССР.

В основу преобладающей части существующих классификаций терригенных пород положен структурный принцип — механический состав, а также физическое состояние пород (плотность, цементация и др.). При классификации терригенно-карбонатных пород структурные признаки учитываются лишь частично, для терригенных компонентов. В отношении же карбонатной составной части принимаются во внимание минералогические особенности ее. В отдельных классификациях обеих названных групп пород учитываются также технологические свойства пород, возможность употребления их в качестве сырья для тех или других целей.

Одной из первых и довольно известных классификаций рыхлых осадочных пород является двучленная классификация Н. М. Сибирица, опубликованная в справочнике по инженерной геологии [18], по которой частицы размером меньше 0,01 мм именуются условно глиной, а частицы размером более 0,01 мм — песком (табл. 1).

Таблица 1

Наименование грунта	Содержание частиц < 0,01 мм в %
Глина	> 50
Суглинок тяжелый	50—25
средний	25—20
легкий	20—14
Супесь	14—9
Глинистый песок	9—3
Песок	< 3

Эта классификация была рекомендована в 1930 году для использования комиссией по выработке номенклатуры рыхлых осадочных пород при отделе съемки четвертичных отложений института геологической карты ГГРУ.

В 1931 году классификация Н. М. Сибирцева с небольшими изменениями была принята комиссией по изучению четвертичных отложений. Эта, несколько упрощенная, классификация Н. М. Сибирцева до сих пор еще имеет применение у практиков-геологов, но она по своей схематичности и условности не удовлетворяет как геологов четвертичников, так и работников инженерной геологии.

Примерно в это же время П. П. Авдусиным и В. П. Батуриным [1] была предложена также двучленная классификация рыхлых терригенных пород (табл. 2). Серьезным недостатком этой классификации является невозможность ее применения для большой группы плохо отсортированных пород, которые по этой схеме, даже при преобладающем содержании алевритовых или глинистых частиц, попадают в группу песков глинистых.

Таблица 2

Название породы	Содержание характерных фракций в % с частицами диаметром				
	> 0,5 мм	> 0,25 мм	> 0,1 мм	> 0,01 мм	< 0,01 мм
Песок крупнозернистый	> 50	—	—	—	< 10
среднезернистый	—	> 50	—	—	< 10
мелкозернистый	—	—	> 50	—	< 10
Песчаная пыль (алеврит)	—	—	—	> 50	< 10
Песок глинистый	—	—	—	—	< 50
Глина песчаная	—	—	—	—	< 50
Глина	—	—	—	—	> 75

Несколько позднее в СССР получила весьма широкое распространение трехчленная классификация В. В. Охотина [10]. В основу ее положено содержание песчаной (2—0,25 мм), пылевой (0,25—0,005 мм) и глинистой (< 0,005 мм) фракций, обладающих различными физическими свойствами, что весьма важно для физико-технической характеристики пород. Классификация В. В. Охотина (табл. 3) с небольшими изменениями применяется до настоящего времени в практике геолого-разведочных и инженерно-геологических работ.

Таблица 3

Название грунта		Содержание фракций в %		
		глинистой < 0,005 мм	пылевой 0,005—0,25 мм	песчаной 0,25—2 мм
Глина	тяжелая . .	> 60	—	—
	—	60—30	—	более, чем пылевой
	пылевая . .	> 30	более, чем каждой из двух остальных	—
Суглинок	тяжелый . .	30—20	—	более, чем пылевой
	тяжелый пылевой . .	30—20	более, чем песчаной	—
	средний . .	20—15	—	более, чем пылевой
	средний пылевой . .	20—15	более, чем песчаной	—
	легкий	15—10	—	более, чем пылевой
	легкий пылевой . .	15—10	более, чем песчаной	—
	тяжелая . .	10—6	—	более, чем пылевой
	тяжелая пылевая . .	10—6	более, чем песчаной	—
	легкая	6—3	—	более, чем пылевой
Супесь	легкая пылевая . .	6—3	более, чем песчаной	—
	Пыль	< 3	более 50%	—
Песок	пылевой . .	< 3	от 20 до 50%	—
	—	< 3	< 20%	—

Среди почвоведов в СССР наибольшей распространенностью пользуется классификация Н. А. Качинского [4]. По этой классификации, как и по классификации Н. М. Сибирцева, грунты и почвы подразделяются по содержанию частиц размером менее 0,01 мм на глинистые, суглинистые, супесчаные и песчаные. При этом, в отличие от классификации Н. М. Сибирцева, для полной характеристики пород здесь еще добавляется название преобладающей фракции (табл. 4).

Некоторое сходство с классификацией Н. М. Сибирцева имеет схема М. В. Кленовой [5, 6], основанная на том же принципе наименования пород по содержанию в них частиц размером менее 0,01 мм. Схема М. В. Кленовой принята Государственным океанографическим институтом и используется Гидрографическим управлением для составления карт современных морских осадков.

Таблица 4

Наименование породы	Характеристика по количественно преобладающему классу частиц
Глины	тяжелые (частиц меньше 0,01 мм > 80%)
	илловатые (с преобладанием частиц < 0,001 мм), пылеватые (с преобладанием частиц 0,01—0,001 мм)
Суглинки	средние и легкие (частиц меньше 0,01 мм 60—80%)
	илловатые (с преобладанием частиц < 0,001 мм), пылеватые (с преобладанием частиц 0,01—0,001 мм), крупнопылеватые (с преобладанием частиц 0,05—0,01 мм)
	средние (частиц меньше 0,01 мм 30—40%)
	крупнопылеватые (с преобладанием частиц 0,05—0,01 мм) и песчаные (с преобладанием частиц > 0,05 мм)
Супеси	легкие (частиц меньше 0,01 мм 20—30%)
	песчаные (с преобладанием частиц > 0,05 мм), крупнопылеватые (с преобладанием частиц 0,05—0,01 мм)
Пески	частиц меньше 0,01 мм 10—20%
	частиц меньше 0,01 мм 0—10%

За последние 15—20 лет в осадочной петрографии получила широкое распространение трехчленная классификация средние- и тонкообломочных пород, основанная на десятичной системе деления фракций. Подобное деление весьма удачно, так как позволяет легко выделять и изображать графически разновидности пород. Основываясь на таком принципе, Л. В. Пустовалов предложил в 1936 году [13] воспользоваться для классификации терригенных пород равноостронним треугольником, в углах которого расположены породы, состоящие на 100% из одноименных структурных единиц — псаммита (> 0,1 мм), алевролита (0,1—0,01 мм) или пелита (< 0,01 мм).

Однако предложенная Л. В. Пустоваловым схема классификации имела ряд существенных недостатков, указанных в свое время Г. И. Теодоровичем [21]. Более совершенные схемы, основанные на том же принципе, были предложены несколько позднее другими авторами [25, 23, 21, 7, 14].

Остановимся коротко на характеристике некоторых из этих классификаций. Классификация В. П. Флоренского (рис. 1) предусматривает разбивку треугольника на 4 крупных, равных поля. Границами этих полей служит 50% содержание каждой из 3 главных структурных фракций. Соответственно этому три угловые поля объединяют собой основные семейства терригенных пород — пески, алевролиты и пелиты. За чистые разновидности этих семейств приняты породы с содержанием не более 5% каждой из 2 других фракций. Четвертое — центральное поле, именуемое суглинками, объединяет

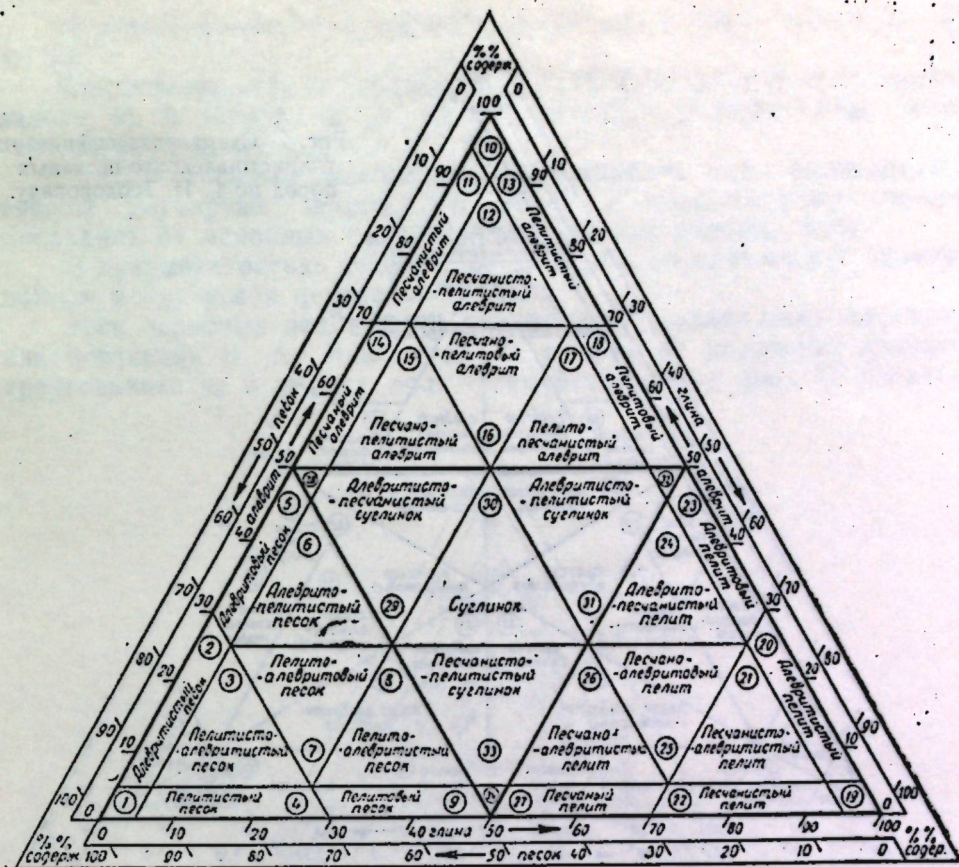


Рис. 1. Схема классификации алевроито-песчаных пород по В. П. Флоренскому.

собой семейство плохоотсортированных пород с таким содержанием песчаных, алевроитовых и пелитовых фракций, при котором ни одна из них не достигает 50% массы породы.

Близкой к классификации В. П. Флоренского является предложенная в том же 1937 г. более удачная схема Г. И. Теодоровича (рис. 2). Ее отличия от предыдущей сводятся в основном к двум положениям:

а) за чистые разновидности семейств — пески, алевролиты и глины приняты породы с содержанием не менее 90% характерных для них фракций,

б) центральное поле плохоотсортированных пород разбито на 3 группы, именуемые соответственно суглинками, супесями и гипалевролитами.

Классификация Л. В. Пустовалова, М. А. Кашкая и др. авторов из Азербайджанского филиала АН СССР (рис. 3) так же, как и две предыдущие, исходит из деления треугольника на 4 равных поля с выделением, соответственно, 4 семейств пород. Отличия ее от схем В. П. Флоренского и Г. И. Теодоровича сводятся к трем положениям:

а) за чистые разновидности семейств пород (пески, алевролиты и глины) приняты породы с содержанием не менее 80% характерных для них фракций;

б) центральное поле плохоотсортированных пород разбито на 4 разновидности — супеси, субалевролиты, суглинки и хлидолиты. К последним отнесены породы, в которых содержание каждой из 3 основных структурных фракций колеблется от 20 до 40%;

в) общее количество разновидностей пород сокращено с 33—34 до 19.

Классификации В. П. Флоренского, Г. И. Теодоровича, Л. В. Пустовалова, М. А. Кашкай и др., на наш взгляд, страдают двумя существенными недостатками:

- 1) искусственным выделением центрального поля неотсортированных „мусорных“ пород, что ведет к генетическому отрыву последних от основных семейств, занимающих угловые поля,
- 2) прерывистостью крайних рядов пород, обусловленной вклиниванием в них углов центрального поля.

Этих основных недостатков лишена относительно мало известная классификация Б. А. Максимова. В основу ее положено деление треугольника на 3 равных поля—семейства пород (рис. 4). По этой

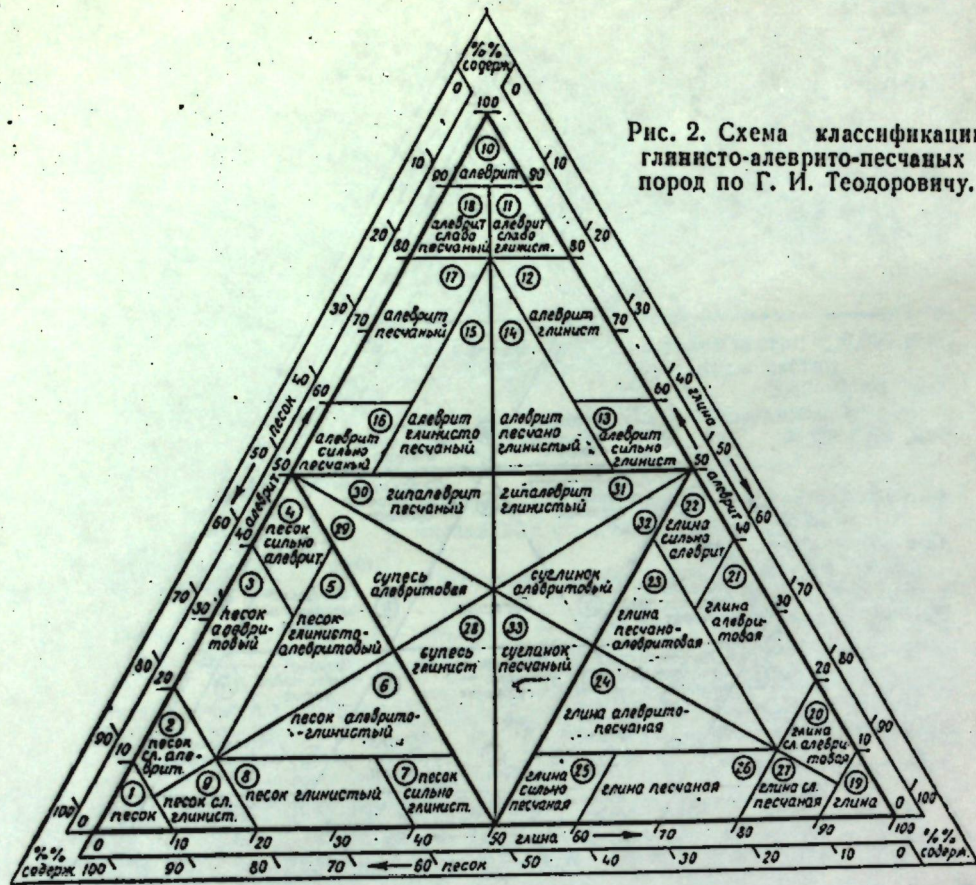


Рис. 2. Схема классификации глинисто-алеврито-песчаных пород по Г. И. Теодоровичу.

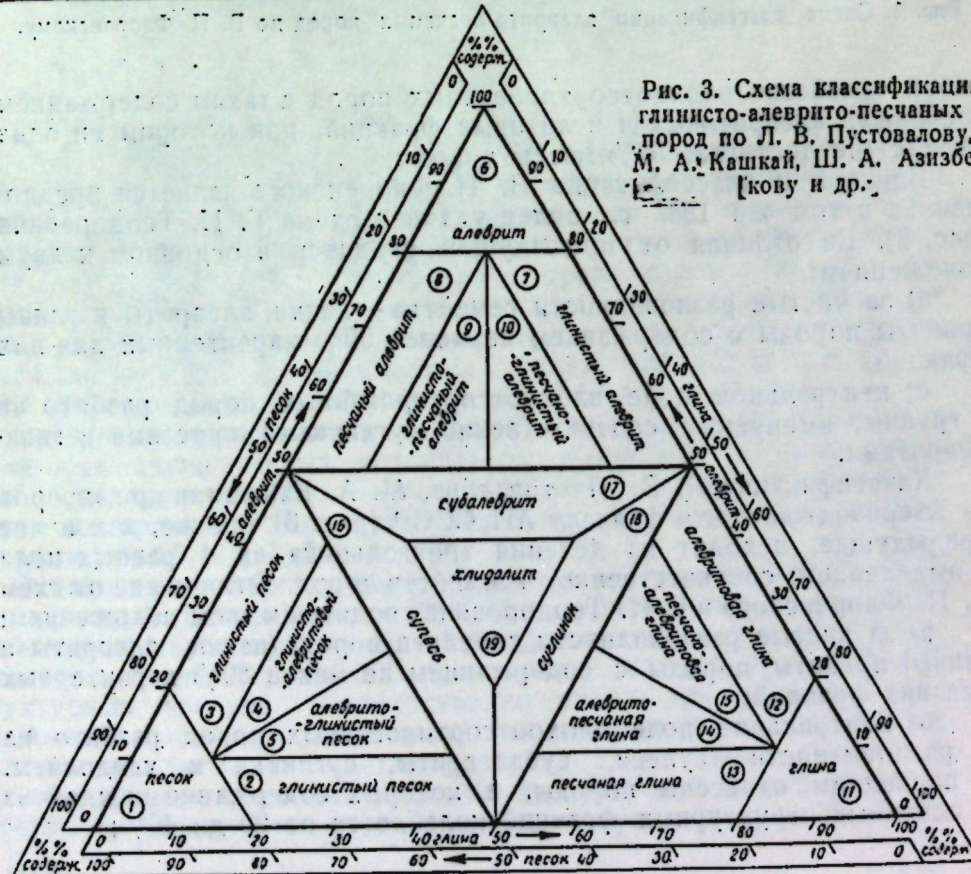


Рис. 3. Схема классификации глинисто-алеврито-песчаных пород по Л. В. Пустовалову, М. А. Кашкай, Ш. А. Азизбекову и др.

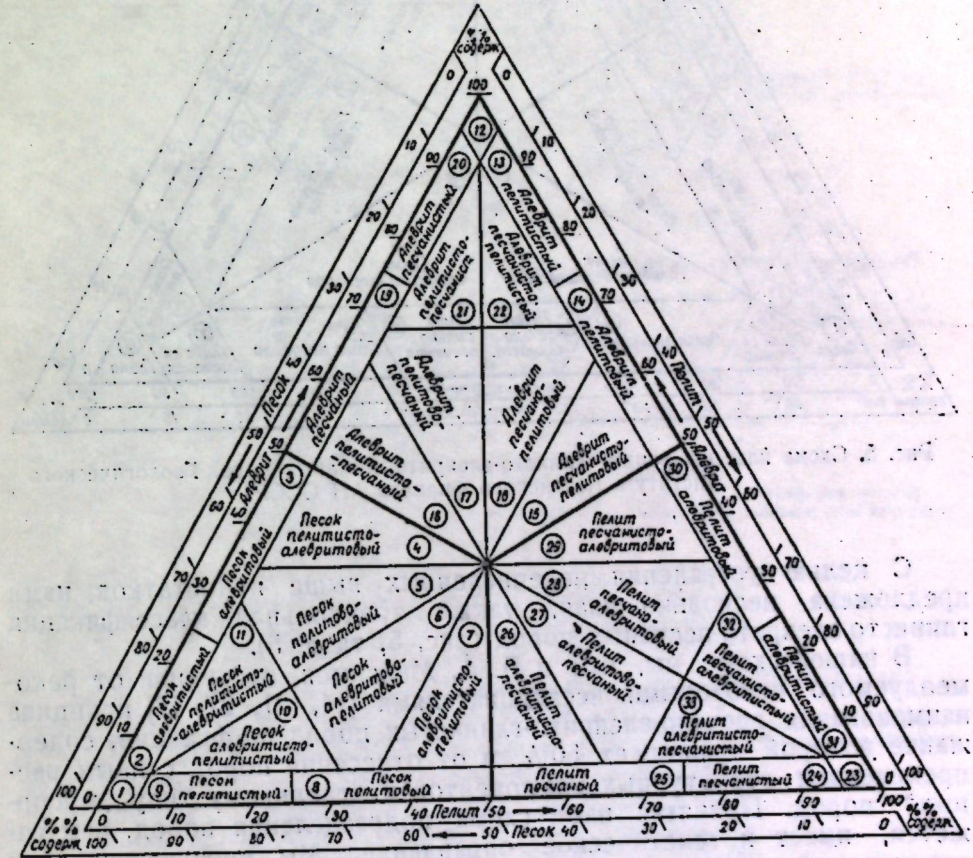


Рис. 4. Схема классификации глинисто-алеврито-песчаных пород по Б. А. Максиму.

схеме тип пород определяется по относительному преобладанию одной из 3 главных фракций (песчаной, алевритовой или глинистой), содержание которых в плохоотсортированных разностях может опускаться до 33,33%. Следует отметить, однако, что схема Б. А. Максимова так же, как и схемы В. П. Флоренского и Г. И. Теодоровича, излишне дробна. Предел содержания примесей для чистых разновидностей пород, принятый в ней, как и в схеме В. П. Флоренского за 5%, неоправданно мал, геометрическая разбивка полей семейств пород на разновидности мало удачна.

Типы и разновидности глинисто-алеврито-песчаных пород (к рис. 5)

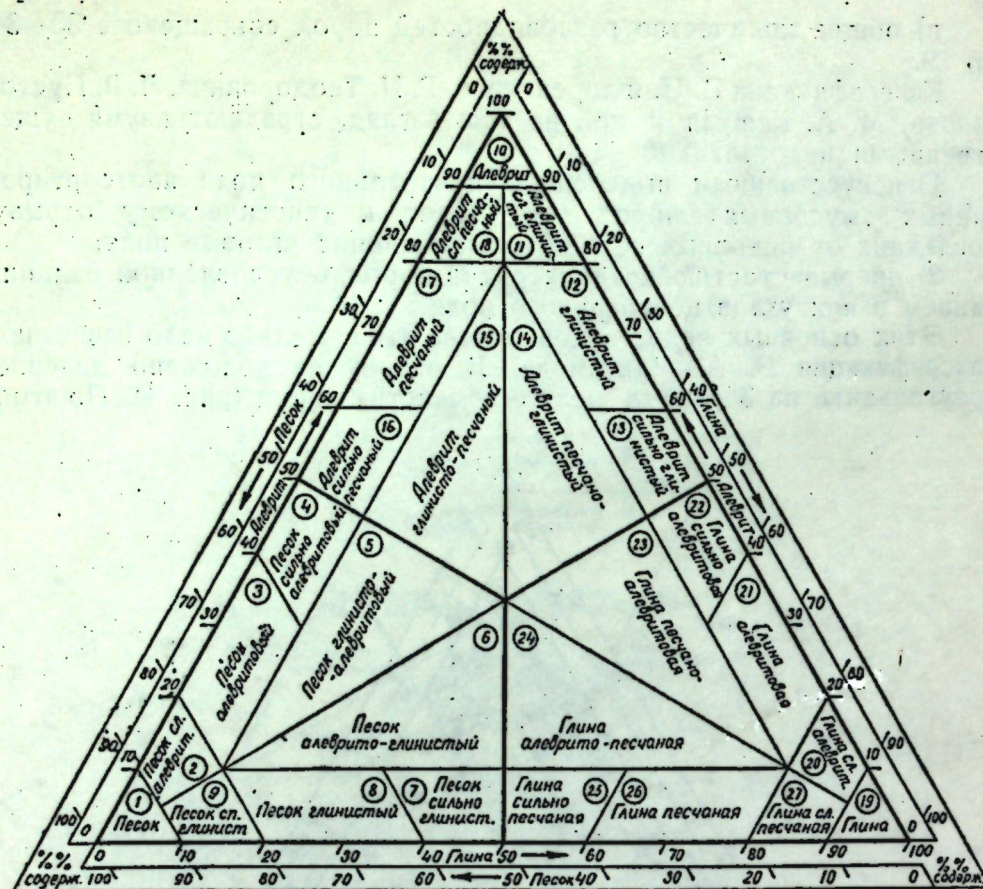


Рис. 5. Схема классификации глинисто-алеврито-песчаных пород Геологического института Казанского филиала АН СССР.

С целью устранения перечисленных выше недостатков, нами предложена несколько иная, также трехпольная классификация глинисто-алеврито-песчаных пород (рис. 5, табл. 5).

В нашей схеме мы, как и Б. А. Максимов, отступили от рекомендуемого некоторыми исследователями [14, 21, 27, 17] принципа наименования песчано-алеврито-глинистых пород по фракции, содержание которой превышает 50%, и от отнесения пород с иным распределением структурных компонентов к отдельному типу «мусорных» пород. Принятая нами схема подразделения пород, нам кажется, имеет и генетическое оправдание. Мы проанализировали структурный состав четвертичных, плиоценовых, пермских, девонских и некоторых других песчано-алеврито-глинистых осадков Волго-Камского края. Структурные схемы этих осадков (рис. 6—9) позволяют заключить, что генетический последовательный ряд осадков проходит примерно через середину классификационного треугольника. Слабо отсортированные породы имеют здесь относительно меньшее развитие, а главное, они представляют собой продукт постепенного изменения состава смежных типов пород, с которыми они имеют незаметные взаимопереходы. Интересно отметить, что на линии песок—глина, как и следовало ожидать для этих крайних структурных членов, ни на одной схеме какого-либо повышения концентрации точек не наблюдалось. Наоборот, здесь они имеют минимальное распространение.

№№ пород	Наименование породы	Содержание в %			Соотношение второстепенных компонентов
		песчаных частиц	алевритовых частиц	глинистых частиц	

I. Группа песчаных пород (песчаная фракция преобладает)

1	Песок (песчаник)	100—90	0—10	0—10	
2	слабо алевритовый	90—80	5—20	0—10	алевритовых частиц больше, чем глинистых
3	алевритовый	80—60	10—40	0—10	
4	сильно алевритовый	60—45	30—50	0—10	
5	глинисто-алевритовый	80—33,3	10—45	10—33,3	
6	алеврито-глинистый	80—33,3	10—33,3	10—45	алевритовых частиц меньше, чем глинистых
7	сильно глинистый	60—45	0—10	30—50	
8	глинистый	80—60	0—10	10—40	
9	слабо глинистый	90—80	0—10	5—20	

II. Группа алевритовых пород (алевритовая фракция преобладает)

10	Алеврит (алевролит)	0—10	100—90	0—10	глинистых частиц больше, чем песчаных
11	слабо глинистый	0—10	90—80	5—20	
12	глинистый	0—10	80—60	10—40	
13	сильно-глинистый	0—10	60—45	30—50	
14	песчано-глинистый	10—33,3	80—33,3	10—45	
15	глинисто-песчаный	10—45	80—33,3	10—33,3	глинистых частиц меньше, чем песчаных
16	сильно песчаный	30—50	60—45	0—10	
17	песчаный	10—40	80—60	0—10	
18	слабо песчаный	5—20	90—80	0—10	

III. Группа глинистых пород (глинистая фракция преобладает)

19	Глина (аргиллит)	0—10	0—10	100—90	алевритовых частиц больше, чем песчаных
20	слабо алевритовая	0—10	5—20	90—80	
21	алевритовая	0—10	10—40	80—60	
22	сильно алевритовая	0—10	30—50	60—45	
23	песчано-алевритовая	10—33,3	10—45	80—33,3	
24	алеврито-песчаная	10—45	10—33,3	80—33,3	алевритовых частиц меньше, чем песчаных
25	сильно песчаная	30—50	0—10	60—45	
26	песчаная	10—40	0—10	80—60	
27	слабо песчаная	5—20	0—10	90—80	

Отнесение слабоотсортированных пород по их преобладающей фракции к соответствующему основному типу пород существенно не меняет и основных физико-технических свойств последних (пластичность, пористость и др.).

Предлагаемая нами классификация в равной мере применима для сцементированных типов рассматриваемых пород — песчаников,

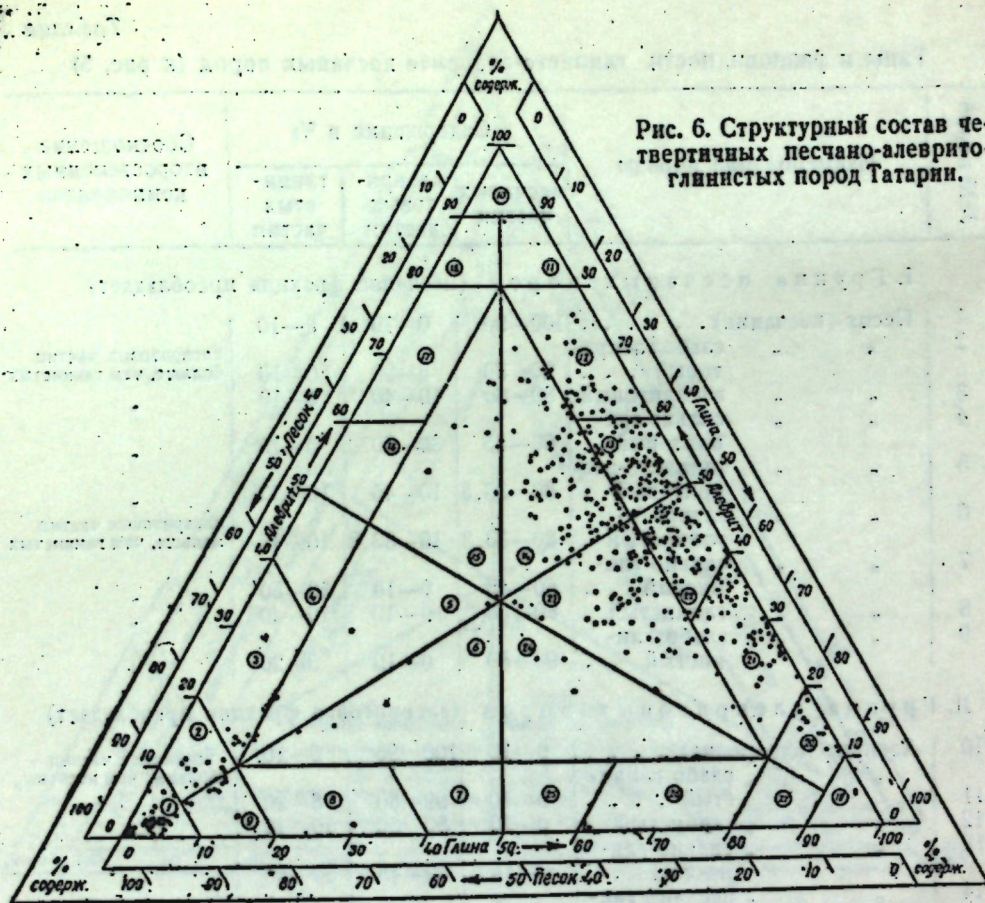


Рис. 6. Структурный состав четвертичных песчано-алеврито-глинистых пород Татарии.

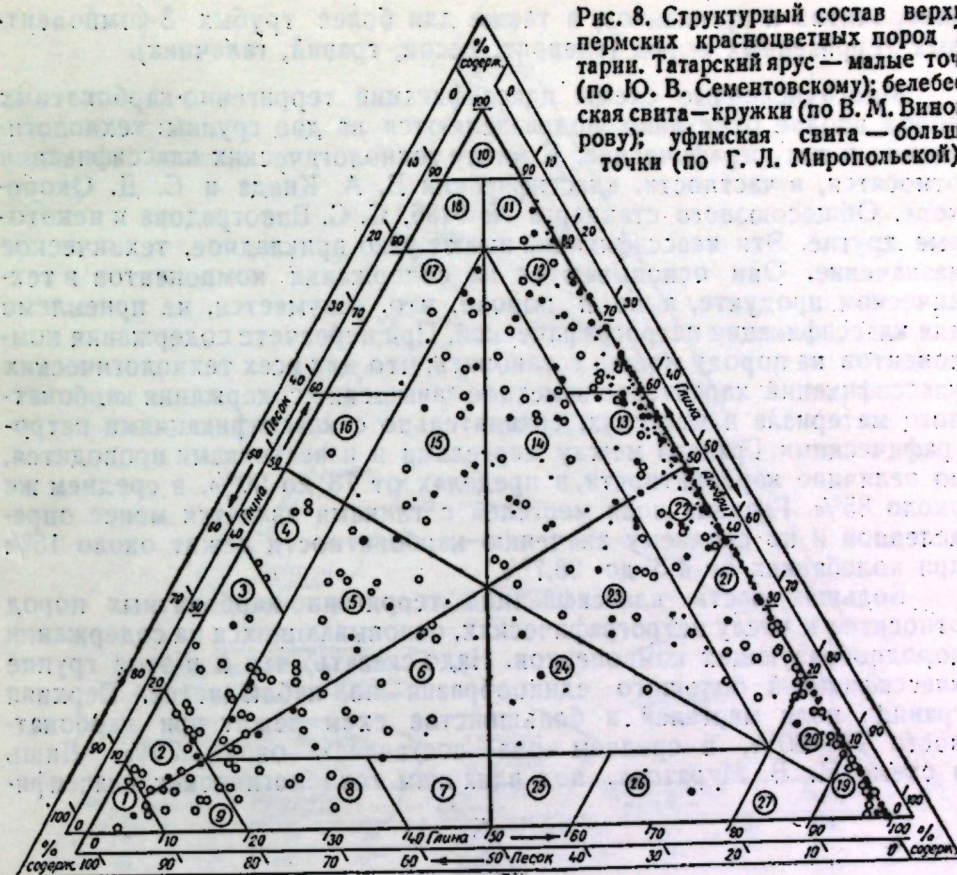


Рис. 8. Структурный состав верхнепермских красноцветных пород Татарии. Татарский ярус — малые точки (по Ю. В. Семеновскому); белебеевская свита — кружки (по В. М. Винокурову); уфимская свита — большие точки (по Г. Л. Миропольской).

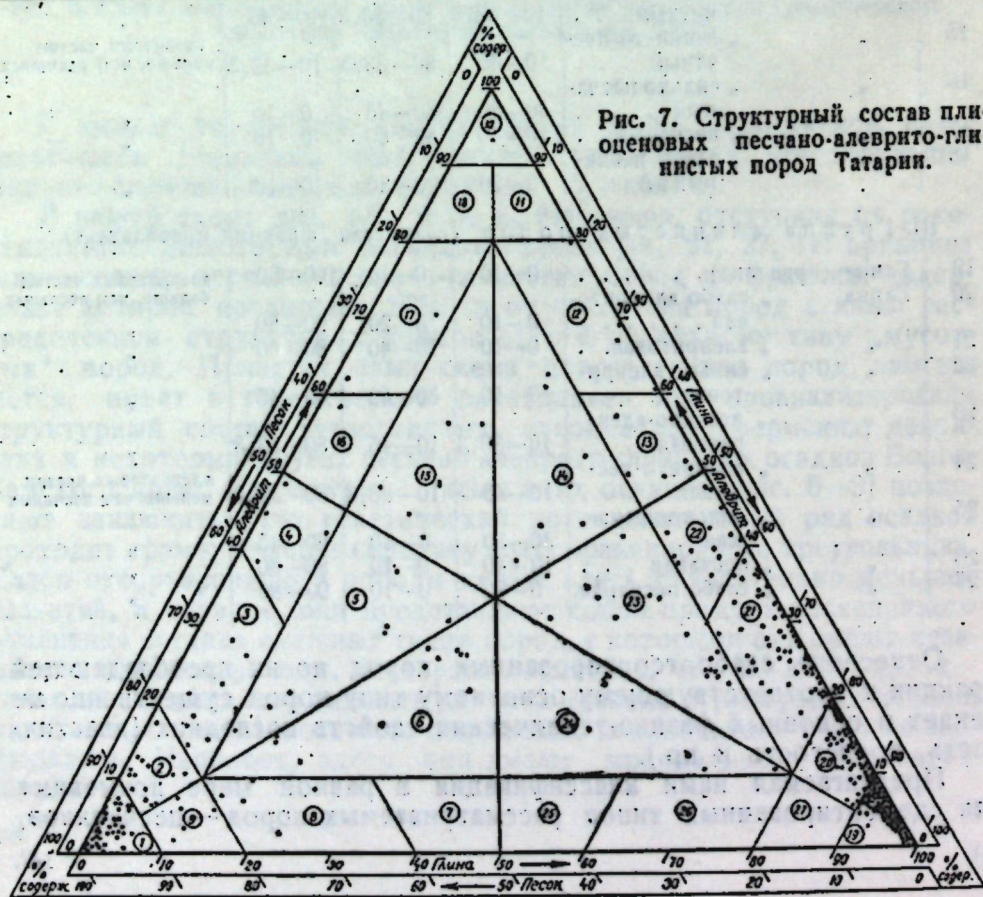


Рис. 7. Структурный состав плиоценовых песчано-алеврито-глинистых пород Татарии.

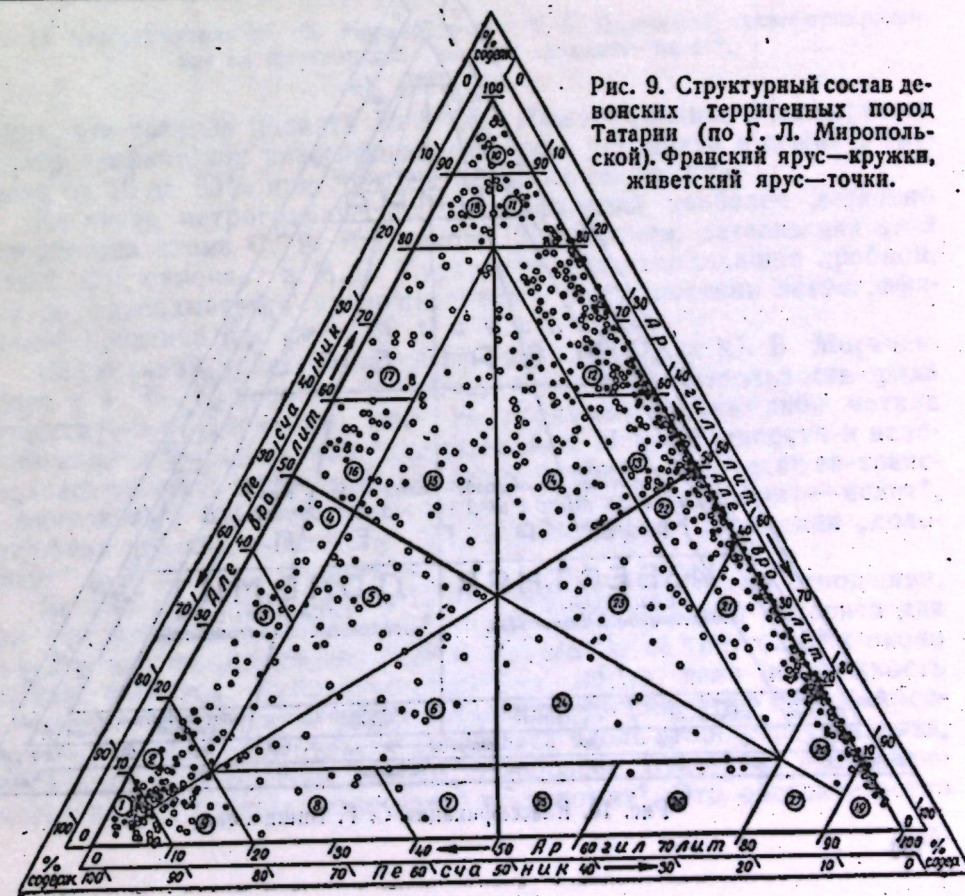


Рис. 9. Структурный состав девонских терригенных пород Татарии (по Г. Л. Миропольской). Франский ярус — кружки, жететский ярус — точки.

алевролитов и аргиллитов, а также для более грубых 3-компонентных терригенных пород (алевролит, песок, гравий, галечник).

Многочисленные схемы классификаций терригенно-карбонатных пород вполне отчетливо подразделяются на две группы: технологические и петрографические. К числу технологических классификаций относятся, в частности, классификации В. А. Кинда и С. Д. Окорокова, Общесоюзного стандарта № 6436, С. С. Виноградова и некоторые другие. Эти классификации имеют узко прикладное, техническое назначение. Они основываются на содержании компонентов в техническом продукте, а не в породе, что, разумеется, не приемлемо для классификации петрографической. При пересчете содержания компонентов на породу можно установить, что для всех технологических классификаций характерно заметное завышение содержания карбонатного материала в мергелях, сравнительно с классификациями петрографическими. Граница между мергелями и известняками проводится, по величине карбонатности, в пределах от 78 до 90%, в среднем же около 85%. Граница поля мергелей с глинами является менее определенной и по среднему значению карбонатности лежит около 15% при колебаниях от 4,5 до 28,7%.

Большая часть классификаций терригенно-карбонатных пород относится к числу петрографических, основывающихся на содержании порообразующих компонентов. Надо сказать, что и в этой группе классификаций большого единообразия не наблюдается. Верхняя граница поля мергелей в большинстве схем лежит при карбонатности 70—80%, в среднем она составляет около 75%. Лишь в схеме М. В. Муратова, под влиянием технологических класси-

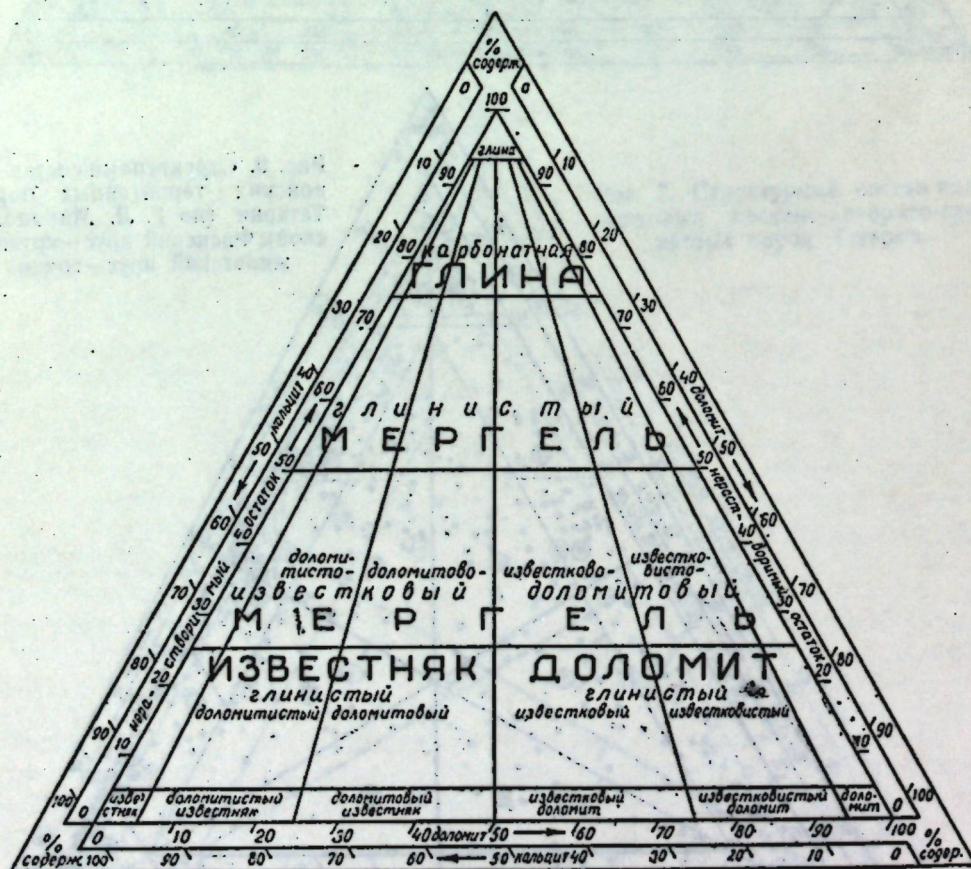


Рис. 10. Классификация С. Г. Вишнякова.

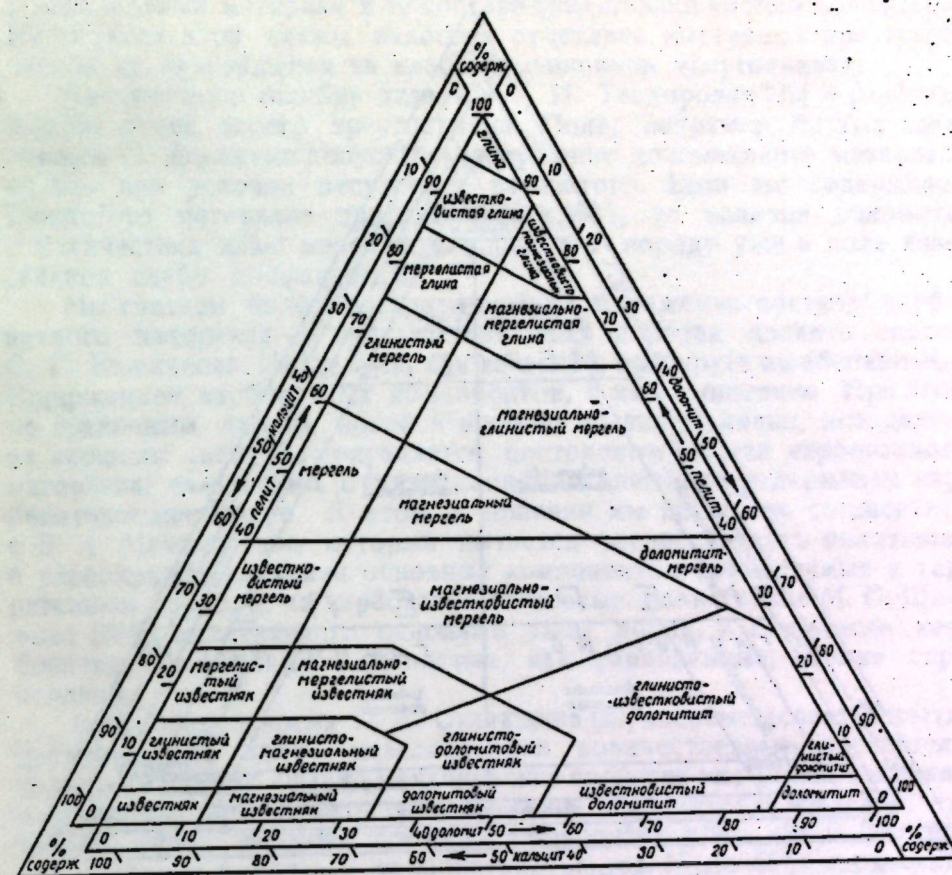


Рис. 11. Классификация Ю. В. Морачевского и Т. Б. Поленовой, трансформированная на треугольник: «кальцит—доломит—пелит».

каций, эта граница поднята до 87,5%. Нижняя граница поля мергелей в петрографических классификациях менее устойчива и лежит в пределах от 10 до 35% при среднем значении около 25%.

Из числа петрографических классификаций наиболее детально разработана схема С. Г. Вишнякова [2]. Впрочем, детализация этой схемы, как отмечает и М. В. Муратов [9], является излишне дробной, что не оправдывается возможностями и потребностями петрографической практики (см. рис. 10).

Надуманной представляется нам классификация Ю. В. Морачевского и Т. Б. Поленовой [8]. Они, отмечая произвольность ряда существующих терминов, сами не предлагают каких-либо четких оснований для выделяемых подразделений. Искусственность и непоследовательность их схемы выступает наиболее ясно, если ее трансформировать в обычный треугольник: «кальцит—доломит—пелит», исключив поле магнезита (см. рис. 11). Неудачны выражения «доломитит» и ряд других терминов.

Весьма интересна работа Н. В. Фроловой [24] в том отношении, что она впервые использует богатый аналитический материал для обоснования подразделений схемы. Нанесение на треугольник около тысячи анализов карбонатно-глинистых пород дало возможность выявить весьма резкую дифференциацию состава этих пород. Абсолютное большинство точек располагается вдоль сторон треугольника, в пределах 5-процентной полосы. Наиболее отчетливо это наблюдается вблизи вершин «известняк» и «доломит». Это обстоятельство

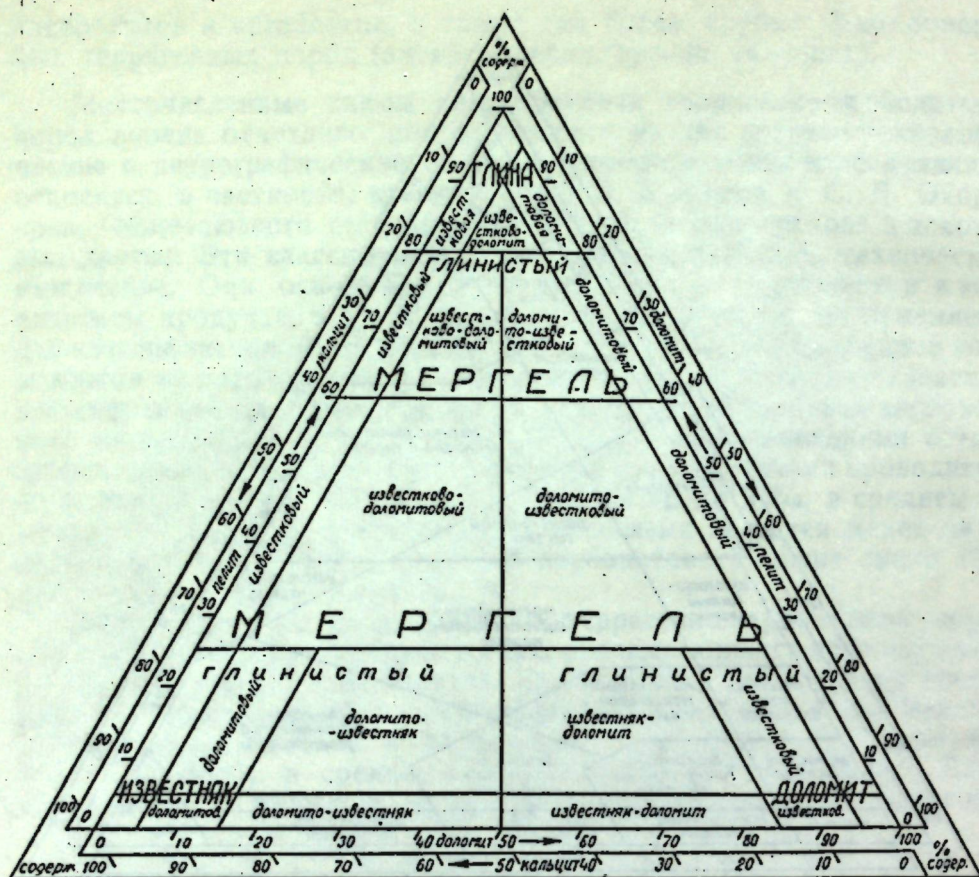


Рис. 12. Классификация Н. В. Фроловой.

позволяет автору установить предел содержания примесей в двухкомпонентных породах в 5%. Н. В. Фроловой произведено также общее упрощение схемы, сравнительно с классификацией С. Г. Вишнякова. Она выделяет 24 поля (для песчаных пород — 16) против 31 у С. Г. Вишнякова (см. рис. 12).

М. В. Муратов идет по пути дальнейшего упрощения схемы, выделяя в ней только 18 полей. Он высказывает мысль о необходимости максимально приблизить наименования разновидностей пород к общепринятым представлениям об этих породах по их физическим свойствам. Именно поэтому границу поля мергелей с глинами он поднимает до 37,5% по содержанию карбонатного материала, указывая, что породы с карбонатностью даже до 35% используются в качестве кирпичного сырья. С другой стороны, породы, содержащие 15—20% глинистого материала, отмечает М. В. Муратов, обычно имеют вид типичных мергелей, и именно к ним относятся мергели „натуралы“, являющиеся наилучшим сырьем цементной промышленности. К сожалению, в подтверждение изложенного автор не приводит конкретных данных по физическим свойствам пород. Вместе с тем и построение классификации М. В. Муратова нельзя признать удачным потому, что выделение разновидностей производится по абсолютному содержанию доломита, а наименования пород часто не соответствуют фактическому составу карбонатного материала. Например, порода с содержанием доломита 51% и глины 49% должна по этой схеме называться „известковый доломитовый мергель“. Фактически же эта порода кальцита не содержит,

и карбонатный материал в ее составе представлен чистым доломитом. Недостатки этой схемы наиболее отчетливо выступают при графическом ее изображении на классификационном треугольнике.

Аналогичную ошибку делает и Г. И. Теодорович [22] в разбивке нижних полей своего треугольника. Поле, например, чистых известняков в его схеме допускает содержание доломитового материала до 5% при условии отсутствия глинистого. Если же содержание глинистого материала приближается к 5%, то наличие доломита, в количествах даже менее 1%, переводит породу уже в поле известняков слабо доломитовых.

Мы считаем более правильным для выражения состава карбонатного материала в трехкомпонентных породах принять способ С. Г. Вишнякова. Последний, как известно, оперирует не абсолютным содержанием карбонатных компонентов, а их отношением. При этом по граничным линиям полей и вообще по любой линии, исходящей из вершины „пелит“, сохраняется постоянным состав карбонатного материала, независимо от изменения абсолютного содержания карбонатных минералов. В этом отношении мы не можем согласиться с Б. А. Максимовым, который пытается распространить положения о равноценном значении основных компонентов, применяемые к терригенным породам, на карбонатно-глинистые. Разъяснение М. С. Швецова [26], выделяющего основные типы пород, в том числе карбонатные (в целом) и глинистые, как равноценные, вполне справедливо.

В последнее время Г. А. Сулакшина [20] впервые делает попытку привлечь для целей классификации количественные показатели, характеризующие физико-механические свойства пород. По величине, в основном, временного сопротивления сжатию она выделяет три группы пород: связные породы с карбонатностью от 0 до 15%, полускальные породы с карбонатностью от 15 до 55% и скальные породы с карбонатностью от 55 до 100%. В пределах этих групп автор далее выделяет ряд разновидностей, устанавливая в частности для мергелей пределы карбонатности в 36,5 и 87,5%. К сожалению, не все принимаемые ею пределы в достаточной мере обоснованы фактическим материалом.

Поэтому, признавая необходимым дальнейшее накопление материала по физико-механической характеристике пород и соглашаясь с М. В. Муратовым относительно целесообразности использования этих данных для разработки рациональной классификации, мы не видим пока достаточных оснований для коренного пересмотра существующих петрографических классификаций. Исходя из этого, построение классификационного треугольника „кальцит—доломит—пелит“ нашей схемы мы производим на основе схемы С. Г. Вишнякова, но со значительным сокращением числа полей применительно к схеме Г. И. Теодоровича (см. рис. 13 и таблицу 6).

В подавляющем большинстве классификаций карбонатно-глинистых пород не предусматривается наличие песчано-алевритового материала или же обособляется самостоятельная группа карбонатно-песчаных пород [2]. Между тем, среди ряда геологических формаций имеют широкое распространение алеврито-глинистые породы с переменной карбонатностью или же карбонатно-глинистые породы с алевритовым материалом. Поэтому является существенно необходимым рассмотреть классификационную схему „алеврит—пелит—карбонатный материал“ (см. рис. 14). Построение этого классификационного треугольника производится с учетом изложенных ранее соображений о выделении трех основных полей, исходя из относительного преобладания соответствующих компонентов. Осложнения

Таблица 6

Типы и разновидности карбонатно-глинистых пород (к рис. 13)

№№ полей	Название породы	Содержание материала в %			Содержание компонентов относительно общего количества карбонатного материала
		глинистого	кальцита	доломита	
19	Глина	100—90	0—10	0—10	
28	Глина известковистая .	90—75	5—25	0—12,5	
28д	Глина доломитовая . .	90—75	0—12,5	5—25	
29	Мергель глинистый . .	75—50	12,5—50	0—25	
29д	Мергель доломитовый .	75—50	0—25	12,5—50	
30	Мергель	50—25	25—75	0—37,5	
30д	Мергель доломитовый .	50—25	0—37,5	25—75	
31	Известняк глинистый .	25—5	67,5—95	0—9,5	доломита не более 1/10
32	Известняк доломито-глинистый	25 5	37,5—85,5	7,5—47,5	доломита от 1/10 до 1/2
32д	Доломит известково-глинистый	25—5	7,5—47,5	37,5—85,5	кальцита от 1/10 до 1/2
31д	Доломит глинистый . .	25—5	0—9,5	67,5—95	кальцита не более 1/10
33	Известняк	5—0	85,5—100	0—10	доломита не более 1/10
34	Известняк доломитистый	5—0	71,25—90	9,5—25	доломита от 1/10 до 1/4
35	Известняк доломитовый .	5—0	42,5—75	23,75—50	доломита от 1/4 до 1/2
35д	Доломит известковый .	5—0	23,75—50	42,5—75	кальцита от 1/2 до 1/4
34д	Доломит известковистый	5—0	9,5—25	71,25—90	кальцита от 1/4 до 1/10
33д	Доломит	5—0	0—10	85,5—100	кальцита менее 1/10

Примечание: нумерация полей классификационных треугольников дается общая для всех трех сечений, приведенных на рис. 5, 13 и 14.

в эту схему вносятся неравноценным значением карбонатного материала сравнительно с терригенным и наличием группы мергелей. Границы последней группы со смежными полями карбонатных пород и глины мы устанавливаем по соотношению карбонатного и глинистого материала, а не по абсолютному их содержанию. Наименования пород, относящихся к соответствующим полям предлагаемой схемы, даны в таблице 7.

Аналогичное построение эта схема будет иметь и при замене алевроитовых фракций песчаными.

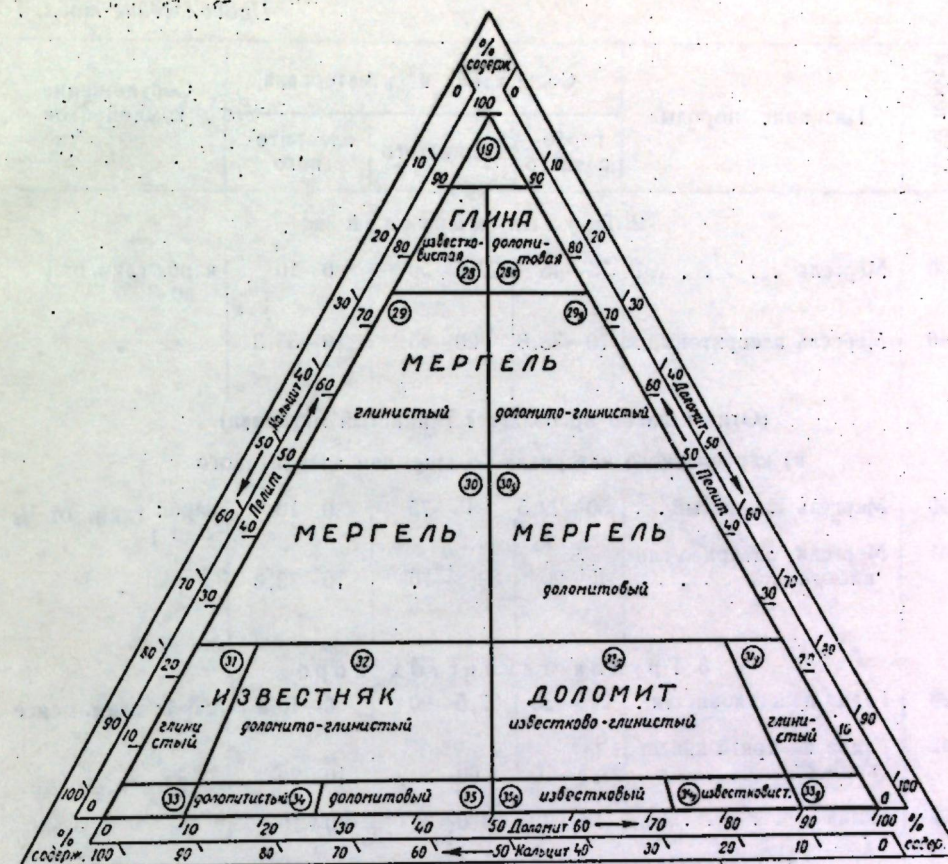


Рис. 13. Схема классификации карбонатно-глинистых пород Геологического института Казанского филиала АН СССР.

Таблица 7

Типы и разновидности алевроито-глинисто-карбонатных пород (к рис. 14)

№№ полей	Название породы	Содержание в % материала			Соотношение компонентов
		карбонатного	глинистого	алевритового	

1. Группа карбонатных пород (относительно преобладает карбонатный материал)

а) алевроитового материала больше, чем глинистого

33	Известняк (доломит) .	100—95	0—5	0—5	карб.: алевроит. более 3
36	Известняк алевроитовый .	95—67,5	0—10	2,5—25	
37	Известняк сильно алевроитовый	75—45	0—10	22,5—50	карб.: алевроит. от 1 до 3
38	Известняк глинисто-алевритовый	80—33,3	10—33,3	10—45	

б) глинистого материала больше, чем алевроитового

31	Известняк глинистый .	95—67,5	2,5—25	0—10	карб.: алевроит. более 3
39	Известняк алевроито-глинистый	80—60	10—22,5	10—20	.

№№ полей	Название породы	Содержание в % материала			Соотношение компонентов
		карбонатного	глинистого	алевроитового	
2. Группа мергелей					
30	Мергель	75—45	22,5—50	0—10	карб.: глин. от 1 до 3
40	Мергель алевроитовый .	70—33,3	20—45	10—33,3	.
(Относительно преобладает глинистый материал)					
в) карбонатного материала больше, чем алевроитового					
29	Мергель глинистый . .	50—22,5	45—75	0—10	карб.: глин. от 1/3 до 1
41	Мергель алевроито-глинистый	45—20	33,3—70	10—33,3	.
3. Группа глинистых пород					
28	Глина известковистая .	2,5—25	67,5—90	0—10	карб.: глин. менее 1/3
42	Глина алевроито-известковистая	22,5—10	60—80	10—20	.
19	Глина	10—0	100—90	0—10	
г) алевроитового материала больше, чем карбонатного					
20	Глина слабо алевроит.	10—0	90—80	5—20	
21	Глина алевроитовая . .	10—0	80—60	10—40	
22	Глина сильно алевроитовая	10—0	60—45	30—50	
43	Глина известково-алевроитовая	33,3—10	80—33,3	10—45	
4. Группа алевроитовых пород (относительно преобладает алевроитовый материал)					
д) глинистого материала больше, чем карбонатного					
44	Алевролит известково-глинистый	33,3—10	45—10	33,3—80	
13	Алевролит сильно глинистый	10—0	50—30	45—60	
12	Алевролит глинистый .	10—0	40—10	60—80	
11	Алевролит слабо глинистый	10—0	20—5	80—90	
10	Алевроит	10—0	0—10	90—100	
е) карбонатного материала больше, чем глинистого					
45	Алевролит слабо известковистый	20—5	0—10	90—80	
46	Алевролит известковистый	40—10	0—10	80—60	
47	Алевролит сильно известковистый	50—30	0—10	60—45	
48	Алевролит глинисто-известковистый	45—10	10—33,3	80—33,3	

Примечание: доломитовые разновидности вышеуказанных пород соответствуют известковым,

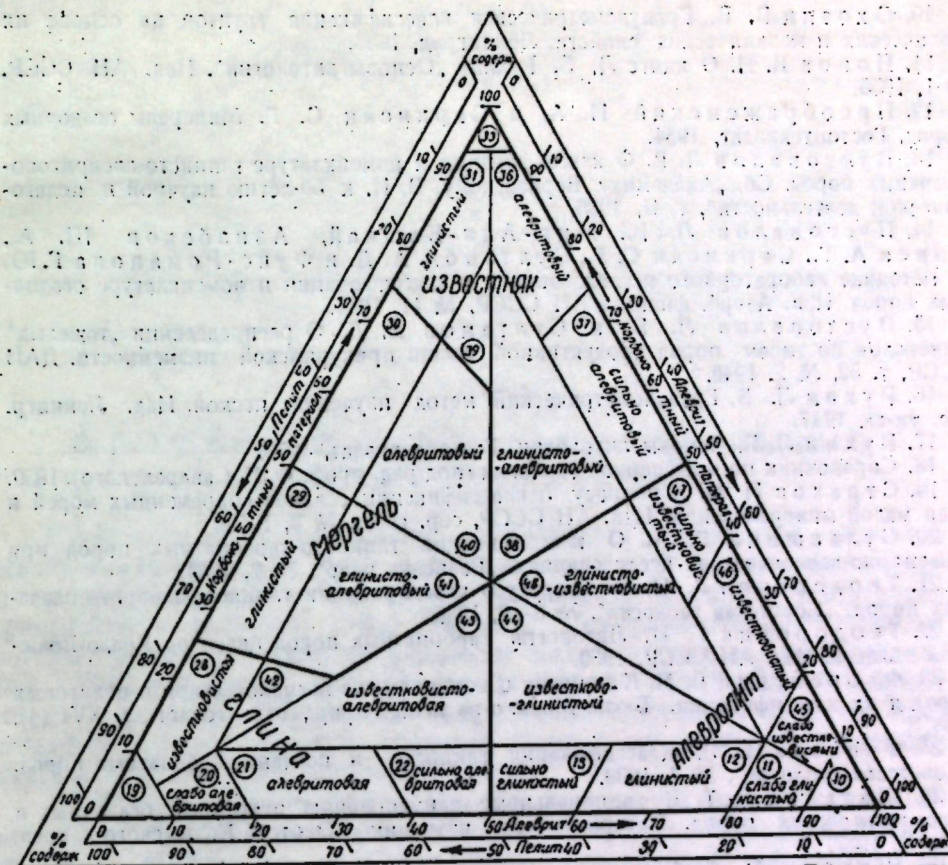


Рис. 14. Схема классификации алевроито-глинисто-карбонатных пород Геологического института Казанского филиала АН СССР.

Предлагая описанные классификационные схемы, мы далеки от мысли считать их вполне совершенными и свободными от недостатков. Наоборот, мы рассчитываем, что критическая их оценка даст возможность внести дальнейшие изменения и исправления в классификацию. Основным критерием при этом должен являться фактический материал, дальнейшее накопление которого только и позволит выявить генетические взаимосвязи пород. Только на этой основе возможно дальнейшее совершенствование классификации и номенклатуры пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусни П. П. и Батурин В. П. Опыт методики исследования механических осадков. Труды АЗНИИ, 1930.
2. Вишняков С. Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почв. Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. ВГРО, вып. 1, 1933.
3. Данчев В. И. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья. Труды ИГН АН СССР, вып. 87, 1947.
4. Качинский Н. А. Методы механического и микроагрегатного анализа почв. М.—Л. 1943.
5. Кленова М. В. Осадки Баренцева моря. ДАН, т. 26, № 8, 1940.
6. Кленова М. В. Классификация современных морских осадков. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1954.
7. Максимов Б. А. Трехчленная классификация и номенклатура рыхлых осадочных пород. Бюл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол., т. XVI (4), 1938.
8. Морачевский Ю. В. и Поленова Т. Б. Материалы к познанию толщ покрытых солью пород верхне-камского месторождения. Труды ВГРО, вып. 361, 1934.
9. Муратов М. В. К вопросу о рациональной классификации карбонатных пород. "Советская геология", № 11, 1940.

10. Охотин В. В. Гранулометрическая классификация грунтов на основе их физических и механических свойств. Ленинград, 1933.
11. Попов В. И. О книге Л. Б. Рухина „Основы литологии“. Изв. АН СССР, № 1, 1955.
12. Преображенский И. А. и Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. Гостехиздат, 1954.
13. Пустовалов Л. В. О классификации и номенклатуре глинисто-алевритово-песчаных пород. Сб. „Академику Вернадскому В. И. к 50-летию научной и педагогической деятельности“, т. II, 1936.
14. Пустовалов Л. В., Мир-Али-Кашкай, Азизбеков Ш. А., Алиев А. Г., Саркисян С. Г., Султанов А. Д. и Фукс-Романова Г. Ю. О методике лабораторного исследования и о классификации и номенклатуре осадочных пород. Изв. Азерб. фил. АН СССР, № 11, 1944.
15. Пустовалов Л. В. и Султанов А. Д. О распределении „тяжелых“ минералов по типам пород продуктивной толщи прикуринской низменности. ДАН СССР, т. 52, № 2, 1946.
16. Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1947.
17. Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостехиздат, 1953.
18. Справочник по инженерной геологии (под ред. проф. Ф. П. Саваренского). 1939.
19. Страхов Н. М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1953.
20. Сулакшина Г. А. О классификации глинисто-карбонатных пород при инженерно-геологических исследованиях. „Разведка недр“, № 2, 1954.
21. Теодорович Г. И. К вопросу о классификации глинисто-алевритово-песчаных пород. „Советская геология“, № 8—9, 1938.
22. Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, 1950.
23. Флоренский В. П. К вопросу о номенклатуре песчано-алевритово-пелитовых пород и их классификации. Бюлл. Моск. о-ва испыт. прир., отд. геол., т. XVI (4), 1938.
24. Фролова Н. В. Классификация глинисто- и песчано-карбонатных пород. „Советская геология“, № 7, 1939.
25. Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. Материалы по изучению Охотско-Колымского края, вып. II, 1937.
26. Швецов М. С. К вопросу о терминологии, классификации и о кратких характеристиках осадочных пород. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVI, № 4, 1938.
27. Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолгиздат, 1948.

А. И. КРИНАРИ

О ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА ТАТАРИИ

Гранулометрический состав терригенных отложений является основным показателем в их классификации. Он определяет также некоторые физические, коллекторские свойства пород и используется при решении вопроса о их генезисе. Гранулометрический анализ поэтому является одним из основных видов исследования терригенных пород и должен обладать необходимой точностью. Особенно это относится к нефтеносным терригенным породам, емкость, проницаемость и нефтеотдача которых зависят от величины и степени однородности слагающих породу зерен.

Вопросам гранулометрического анализа пород, почв и суспензий посвящено большое число исследований. Однако единой методики анализов до сих пор не существует. Это связано не столько со сложностью рассматриваемого вопроса, сколько с различным назначением самого анализа и различным характером анализируемого материала. Очевидно, что назначение анализа и характер анализируемого материала должны прежде всего определять способ производства анализа, степень его точности и круг предъявляемых к нему требований. Поэтому не всегда обоснованными нам кажутся попытки ряда исследователей противопоставить одни способы другим без учета специфических особенностей задач и материала, для которых эти способы предложены, или применить тот или иной способ без анализа его соответствия разрешаемым задачам и степени достоверности получаемых при этом данных. Следовательно, для определенного круга задач и определенного типа пород должен существовать свой наиболее эффективный способ анализа.

В настоящей статье рассматриваются способы гранулометрического анализа терригенных отложений девона при изучении их состава и коллекторских особенностей. Для этих целей к гранулометрическому анализу пород должны быть предъявлены, по нашему мнению, следующие основные требования:

- 1) размеры фракций зерен, получаемых при анализе, должны обеспечить петрографическую классификацию пород;
- 2) во фракциях заданного размера зерен, зерна других размеров не должны составлять более 5% фракции;
- 3) отношение крайних размеров зерен фракций должно оставаться постоянным и изменяться в узких пределах, позволяющих проводить математическую обработку результатов анализа;
- 4) анализ должен быть простым, не требовать сложной аппаратуры и большого времени на его выполнение (для того, чтобы обеспечить массовые определения в любой лаборатории).

Терригенные породы девона Татарии обладают следующими особенностями:

1) представлены они песчаниками, алевролитами и аргиллитами, т. е. породами сцементированными (цемент либо глинистый, либо битумный);

2) слагающие породу зерна имеют неправильную, иногда удлиненную форму (в аргиллитах чешуйчатую), размер зерен в большинстве случаев не превышает 0,5 мм;

3) зерна в основном представлены обломками кварца, содержание других минералов ничтожно мало.

Для удовлетворения названных требований и учитывая специфические особенности пород, гранулометрический анализ их может быть выполнен лишь при условии комбинации ситового и седиментометрического способов. Подготовка образцов к анализу при этом должна быть проведена особенно тщательно (способы подготовки сцементированных пород к анализу в статье не рассматриваются, так как они являются предметом специальных исследований).

Ситовой анализ

Для рассева дезинтегрированного образца породы в руководствах по исследованию кернов [6, 8] рекомендуется комплект из одиннадцати проволочных сит с квадратными ячейками, размеры которых приведены в таблице 1.

Таблица 1

№ сита	Размер стороны ячейки, мм	Отношение размера ячеек смежных сит	№ сита	Размер стороны ячейки, мм	Отношение размеров ячеек смежных сит	№ сита	Размер стороны ячейки, мм	Отношение размеров ячеек смежных сит
6	3,36	—	40	0,42	1,41	140	0,105	1,42
12	1,68	2	50	0,297	1,41	200	0,074	1,42
20	0,84	2	70	0,210	1,41	270	0,053	1,40
30	0,59	1,42	100	0,149	1,41			

Данные таблицы 1 показывают, что ситовому анализу могут быть подвергнуты породы, содержащие частицы диаметром более 0,053 мм. Более мелкозернистый материал анализируется седиментометрическим способом.

Ситовой анализ, как известно, обладает двумя существенными недостатками:

1) диспергирование рассеиваемого материала от трения частиц друг о друга;

2) непостоянство размеров ячеек сит и их быстрый износ при массовых анализах.

Исследования Андреазена [6, 12] показали, что при продолжительности отсева в 12 минут в песках, не содержащих легко перетираемых зерен, ошибка за счет диспергирования материала от взаимного трения частиц при отсеве не влияет на точность анализа. При анализе наших пород эта ошибка полностью устраняется введением постоянного времени рассеивания на механическом встряхивателе (12—15 минут).

Непостоянство размеров ячеек сит и их износ имеют при анализе пород коллекторов важное значение. Исследования Кюнэ, Гана

и других показали, что размер ячеек даже новых сит отклоняется от нормы до 9%, а по данным Б. В. Архангельского [1] сита уже через пять дней работы пропускают зерна диаметром в два раза больше нормы. Хорошие результаты дают лишь штампованные сита с круглыми отверстиями. Поэтому международная комиссия по механическому и физическому анализам почв (1913 г.) и всесоюзное совещание по лабораторному исследованию грунтов (1940 г.) предложили пользоваться при анализах лишь штампованными ситами.

При исследовании пород-коллекторов мы не можем принять эти рекомендации потому, что минимальный размер ячеек штампованных сит составляет 0,5 мм, а размер зерен наших пород обычно меньше 0,5 мм. Возникает, следовательно, необходимость использования проволочных сит.

Исследования, однако, показали, что использование проволочных сит без надлежащего систематического контроля приводит к большим ошибкам анализа и не может быть поэтому рекомендовано.

В таблице 2 приведены результаты измерения ячеек сит, бывших у нас в употреблении в течение года.

Таблица 2

№ сит	Размер ячейки по норме в мм	Пределы изменения размеров замеренных ячеек в мм	Отношение крайних размеров	Средний размер ячейки по замерам в мм	Разница в % к норме
70	0,210	0,193 — 0,235	1,2	0,214	1,8
100	0,149	0,126 — 0,168	1,3	0,153	2,5
140	0,105	0,085 — 0,130	1,5	0,107	2,1
200	0,074	0,069 — 0,095	1,4	0,081	10,0
270	0,053	0,043 — 0,086	2,0	0,060	13,6

Данные таблицы 2 показывают:

1) размеры ячеек сит значительно отличаются от нормы и не обеспечивают необходимой точности анализа;

2) чем меньше размер ячеек сит, тем больше их отклонение от нормы;

3) пределы изменения размеров ячеек смежных сит перекрывают друг друга, и получение узких фракций невозможно.

Для получения надежных и сопоставимых данных при использовании проволочных сит мы считаем необходимым вести систематический контроль за изменением размеров ячеек сит. Для этого после каждых 100 анализов размеры ячеек сит должны тщательно промеряться под микроскопом с помощью окулярмикрометра. Измерению подлежит не менее 500 ячеек, равномерно размещенных по всей площади сита. Размеры ячеек записываются и располагаются в порядке возрастания чисел. Определяется количество ячеек; показавших одинаковые размеры, в процентах к их промеренному числу (500).

В качестве примера в таблице 3 приводим результаты измерения ячеек сита № 200.

Таблица 3

Размер ячеек в мм	Число ячеек	% к общему числу	Размер ячеек в мм	Число ячеек	% к общему числу
0,069	5	1	0,080	15	3
0,070	20	4	0,082	65	13
0,072	5	1	0,084	5	1
0,073	30	6	0,085	70	14
0,074	45	9	0,086	95	19
0,075	25	5	0,087	25	5
0,076	15	3	0,088	5	1
0,077	30	6	0,090	35	7
0,078	5	1	0,095	5	1
Всего				500	100

Пригодность сита к дальнейшей работе может быть оценена, по нашему мнению, по трем показателям, полученным из данных промеров:

- 1) средний размер ячеек сита (a_c);
- 2) погрешность ($\Pi\%$);
- 3) коэффициент однородности ячеек сита (K_o).

Средний размер ячеек сита определяется как средневзвешенное значение из полученных замеров,

$$\text{т. е. } a_c = \frac{a_1 \cdot m_1 + a_2 \cdot m_2 + \dots + a_n \cdot m_n}{100},$$

где $a_1, a_2 \dots a_n$ — замеренный размер ячеек;

$m_1, m_2 \dots m_n$ — содержание ячеек данного размера в процентах.
В нашем примере

$$a_c = \frac{0,069 \times 1 + 0,070 \times 4 \text{ и т. д. по ряду } + 0,095 \times 1}{100} = 0,081 \text{ мм.}$$

Погрешность определяется разностью между средним размером ячейки и нормой (a_N), выраженной в процентах к норме,

$$\text{т. е. } \Pi = \frac{(a_c - a_N) \cdot 100}{a_N}.$$

$$\text{В нашем примере } \Pi = \frac{(0,081 - 0,074) \cdot 100}{0,074} = 9,5\%.$$

Коэффициент однородности ячеек сита характеризует степень отклонения их размеров от некоторого среднего значения. Причем, ячейки с размером меньше средней величины не оказывают заметного влияния на результат анализа, так как зерна, удерживаемые ими, проваливаются при встряхивании сит через смежные более крупные ячейки. Поэтому коэффициентом однородности ячеек сита мы называем отношение среднего размера ячеек (a_c) к такому их размеру ($a_{\max}$), больше которого имеется лишь 5% ячеек,

$$\text{т. е. } K_o = \frac{a_c}{a_{\max}}. \quad (3)$$

$$\text{В нашем примере } K_o = \frac{0,081}{0,090} = 0,90.$$

За $a_{\max}$ мы не берем наибольший из наблюдаемых размеров

потому, что это обычно единичные и случайные ячейки, которые могут быть легко удалены (заклеены) или исправлены.

Надежные результаты получаются лишь в том случае, когда:

Π — менее 5%

K_o — выше 0,95

Определяющим здесь является K_o . Если величина K_o сита удовлетворяет требованиям, а величина Π не удовлетворяет им, то такое сито может быть еще использовано в работе. В этом случае лишь размер ячеек сита по номиналу заменяется на средний их размер (a_c), полученный в результате промеров.

Во взятом нами примере сито к дальнейшей работе уже не пригодно.

Опыт работы с рассмотренным набором сит показывает, что для гранулометрического анализа терригенных пород девона применение его нецелесообразно потому, что:

1) сита № 6, № 12 и № 20 практически не нужны (размер зерен рассеиваемого материала в большинстве случаев меньше 0,5 мм);

2) сита № 200 и № 274, даже не бывшие в употреблении, часто дают недопустимые значения Π и K_o ; в работе они быстро изнашиваются и обычно забиваются рассеиваемым материалом так, что тщательная очистка их или доставляет много хлопот, или без нарушения ячеек невозможна;

3) получаемые на ситах фракции не соответствуют схеме классификации обломочных пород;

4) необходимость частых промеров под микроскопом ячеек каждого сита делает анализ трудоемким (не менее 4,5 тыс. замеров после каждых 100 анализов).

Наиболее целесообразным при анализе этих пород является, по нашему мнению, набор из четырех сит с размерами ячеек:

- 1) 1,0 мм
 - 2) 0,5 мм
 - 3) 0,25 мм
 - 4) 0,10 мм
- штампованные
проволочные

Отношения между размерами ячеек смежных сит изменяются в пределах 2—2,5, что позволяет проводить необходимую математическую обработку результатов анализа.

Этот комплект отличается следующими преимуществами:

1. Размеры зерен, получаемых на ситах фракций, соответствуют общепринятой схеме классификации обломочных пород (по Л. В. Пустовалову), приведенной в таблице 4.

Таблица 4

Название пород	Размер зерен мм
Гравий	> 1
Песок крупный	1—0,5
средний	0,5—0,25
мелкий	0,25—0,10
Алеврит крупный	0,10—0,05
средний	0,05—0,025
мелкий	0,025—0,01
Пелит (глина)	< 0,01

2. Контроль размера ячеек сит под микроскопом не трудоемок, так как он необходим лишь для двух сит — 0,25 и 0,10 мм (штампованные сита не нуждаются в частом контроле).

3. Ячейки сит не забиваются при анализе рассеиваемым материалом, и очистка их не представляет трудности.

4. Износ этих сит происходит медленно (за исключением шелковых сит).

Седиментометрический анализ

Общепотребительные способы седиментометрического анализа пород-коллекторов основаны на различной скорости оседания частиц разного размера в спокойном столбе воды. Анализы обычно ведутся либо по способу Сабанина, либо по способу Глушкова (последний способ обычно называют способом Робинсона, хотя ленинградский профессор В. Г. Глушков предложил его на 10 лет раньше, чем Робинзон [4]).

По способу Сабанина разделение фракций зерен ведется в стакане путем сливания верхнего слоя суспензии глубиной в 2 (зерна меньше 0,01 мм) и 6 см (зерна от 0,01 до 0,05 мм) через соответственно 100 и 30 сек. Скорости оседания частиц при этом приняты в зависимости от температуры суспензии:

для частиц 0,01 мм — 0,02 см/сек,

для частиц 0,05 мм — 0,2 см/сек.

Тщательный промер зерен большого числа фракций, полученных по способу Сабанина, показал, что вместо частиц 0,01 мм собираются обычно частицы 0,017—0,019 мм, а вместо частиц 0,05 мм собираются частицы 0,055—0,060 мм. Это значит, что скорости оседания, установленные Сабаниным, значительно превышают скорости оседания частиц терригенных пород девона. Кроме того, при анализе по способу Сабанина не учитывается температура суспензии, что ведет, строго говоря, к получению несопоставимых данных, так как с изменением температуры изменяется плотность и вязкость воды, а следовательно, изменяется и скорость оседания частиц в ней. Поэтому мы считаем, что способ Сабанина неприменим при исследовании пород-коллекторов девона.

Способ Глушкова (способ пипетки) основан на отборе проб суспензии с определенной глубины через определенные отрезки времени, соответствующие скорости оседания частиц в спокойном столбе воды. Скорость оседания частиц в воде определяется при этом по формуле Стокса:

$$v = \frac{2}{9} g r^2 \frac{\gamma_n - \gamma_b}{\eta}, \quad (4)$$

где v — скорость падения;

g — ускорение силы тяжести;

r — радиус падающей частицы;

γ_n — плотность падающей частицы;

γ_b — плотность воды;

η — вязкость воды при температуре опыта.

(Размерность величин здесь принята в системе CGS.)

Но, так как

$$v = \frac{H}{t},$$

где H — глубина отбора пробы,

t — время ее отбора для заданного размера частиц,

то, принимая оптимальными либо глубину, либо время отбора проб суспензии, можно извлечь из нее частицы необходимого нам размера.

Известно, что формула Стокса справедлива, если частицы:

1) являются идеальными шарами;

2) имеют гладкую поверхность;

3) имеют размер, обеспечивающий равномерное движение во времени;

4) падают в бесконечном удалении друг от друга, от стенок и дна сосуда;

5) имеют плотность, одинаковую во всех частях, и не имеют толстых защитных и сольватных слоев.

Если условие 3 выполнимо применением седиментометрического анализа лишь к частицам меньшим 0,05 мм, то другие условия не могут быть выполнены при анализе. Невыполнение же хотя бы одного из условий всегда повлечет снижение скорости падения частиц. Следовательно, есть все основания ожидать, что скорость падения частиц породы будет меньше скорости падения идеальных частиц.

Экспериментальная проверка скорости падения частиц в воде проводилась многими исследователями [2, 3, 5, 19], причем полученные ими данные являются, на первый взгляд, противоречивыми. Однако эти противоречия станут понятными, если учесть, что каждый из исследователей пользовался зернами разными по генезису, форме, величине и характеру поверхности, при разных концентрациях суспензии. Поэтому прямое сопоставление экспериментальных данных без учета специфических условий эксперимента является, по нашему мнению, ошибочным и приведет лишь к путанице.

Здесь мы рассмотрим данные лишь тех экспериментов, условия которых описаны. Так, С. В. Астапов [5] измерял скорости падения элементарных почвенных частиц диаметром от $0,88 \cdot 10^{-4}$ до $60 \cdot 10^{-4}$ см, имеющих округло-изометрическую форму. Частицы опускались в специальную кювету, наполненную дистиллированной водой и вмонтированную в систему микроскопа, при помощи которого определялся размер частиц и велось наблюдение за скоростью их погружения. Данные С. В. Астапова показывают, что скорости падения взятых им частиц удовлетворяют формуле Стокса, если в ней числовой коэффициент $\frac{2}{9}$ (0,222) заменить на 0,19.

Б. В. Архангельский [2] из суспензии частиц кварца в дистиллированной воде, с концентрацией последних в 1% по весу, в изотермических условиях, брал пробы пипеткой с глубины 10 см через различные промежутки времени. Поднятые частицы рассыпались им на предметное стекло в один слой и фотографировались под микроскопом. На фотографии и под микроскопом частицы тщательно измерялись.

На фотографиях Б. В. Архангельского видно, что частицы имеют неправильную форму и несколько вытянуты в одном направлении.

Скорости оседания частиц, полученные Б. В. Архангельским, для некоторых значений температур приведены в таблице 6, где для сравнения приведены также скорости оседания одноразмерных "идеальных" частиц, вычисленные нами по формуле Стокса.

Таблица 5

Температура °C	Скорость оседания частиц см/сек							
	0,05 мм		0,02 мм		0,01 мм		0,005 мм	
	Стокс	Архангельский	Стокс	Архангельский	Стокс	Архангельский	Стокс	Архангельский
10	0,172	0,124	0,027	0,020	0,0069	0,0049	0,00172	0,00124
20	0,223	0,160	0,036	0,026	0,0089	0,0064	0,0023	0,00160
30	0,282	0,200	0,045	0,032	0,0113	0,0080	0,00282	0,00203

Данные таблицы 5 показывают, что скорость оседания естественных частиц (по Архангельскому) меньше скорости оседания „идеальных“ частиц (по Стоксу), причем:

$$\frac{v_A}{v_C} = 0,71-0,73, \text{ среднее } 0,72.$$

Б. В. Архангельский проверил также влияние на скорость оседания частиц температуры суспензии и пришел к выводу, что скорость оседания исследованных им частиц удовлетворяет формуле Стокса, если в ней числовой коэффициент $\frac{2}{9}$ заменить на 0,16,

$$\text{т. е. } \frac{2}{9} \times 0,72 = 0,16.$$

А. М. Васильев [3, 4], изучая скорости падения естественных частиц кварца округло-неправильной формы в чистой воде и в глинистой суспензии, пришел к выводу, что скорости их удовлетворяют следующей формуле:

$$v = 0,17642 \text{ gr}^2 \frac{\gamma - \sigma}{\eta},$$

где v — скорость падения частиц,
 g — ускорение силы тяжести,
 r — радиус падающей частицы,
 γ — плотность падающей частицы,
 σ — плотность суспензии,
 η — вязкость суспензии при температуре анализа.

Сравнивая формулу А. М. Васильева с формулой Стокса, видим, что они отличаются друг от друга числовым коэффициентом и значениями η и σ (у Стокса для чистой воды, у А. М. Васильева для суспензии). Значения η и σ , найденные А. М. Васильевым опытным путем для температуры 17°C, составляют соответственно 0,012 и 1,0, причем изменение этих значений при других температурах происходит, как предполагает А. М. Васильев, по тому же закону, что и для чистой воды. Отсюда нетрудно подсчитать, что скорость падения, например, частиц диаметром 0,02 мм при температуре 17°C по А. М. Васильеву (v_B) составит 0,0238 см/сек, по Стоксу (v_C) — 0,0333 см/сек, а отношение

$$\frac{v_B}{v_C} = 0,715.$$

Следовательно, если принять значения η и σ не для суспензии, что является сложным (требует всякий раз специальных определений), а для чистой воды (изменение η и σ суспензии от температуры происходит так же, как и для чистой воды), то скорость падения частиц кварца, изучавшихся А. М. Васильевым, будет удовлетворять, как показывают расчеты, формуле Стокса с числовым коэффициентом 0,16, т. е.

$$\frac{2}{9} \times 0,715 = 0,159 \text{ или } 0,16.$$

Уэйдл [10], исследуя теоретически формулу Стокса для частиц, имеющих форму диска (средняя между пластинкой и шаром), получил для них следующую зависимость:

$$v_A = \frac{1}{7} \text{ gr}^2 \frac{\gamma_A - \gamma_B}{\eta} \quad (5)$$

(обозначения те же, что и в формуле Стокса).

Сравнивая формулу Уэйделла [5] с формулой Стокса [4], видим, что они отличаются также лишь числовым коэффициентом, причем

$$\frac{v_U}{v_C} = 0,64.$$

В. А. Новиков [10] при гранулометрическом разделении материала коры выветривания для определения скорости оседания зерен кварца, имеющих неправильную удлиненно-круглую форму, использовал формулу Уэйделла. Разделение частиц велось в дистиллированной воде при концентрации суспензии в 1% по весу. Собранные зерна названный исследователь тщательно измерял под микроскопом. Полученные им данные сведены нами в таблице 6.

Таблица 6

Расчетный размер частиц, мм	Размер собранных частиц, мм		
	длина	ширина	средний
0,02 0,006	0,022 0,006	0,015 0,004	0,0185 0,0050

Данные таблицы 6 показывают, что скорость, вычисленная по формуле Уэйделла, несколько ниже, чем скорость изучавшихся В. А. Новиковым зерен кварца из коры выветривания. Очевидно, что числовой коэффициент в формулу Стокса, предложенный Уэйделлом для дисковидных частиц ($\frac{1}{7}$ или 0,143), мал для округло-удлиненных зерен коры выветривания. Истинное значение этого коэффициента (обозначим его K), очевидно, составит:

$$\text{для зерен } 0,02 \text{ мм } K_{0,02} = \frac{0,143 \times 0,020}{0,018} = 0,159,$$

$$\text{для зерен } 0,006 \text{ мм } K_{0,006} = \frac{0,143 \times 0,006}{0,005} = 0,171$$

среднее значение $K = 0,165$.

Аттерберг [5] установил, что из столба суспензии в 10 см за 8 часов выпадают частицы шарообразной формы диаметром 0,002 мм (согласно закону Стокса), а частицы чешуйчатой формы — 0,005 мм. Числовой коэффициент в формуле Стокса для последних, очевидно, составит 0,04.

Таким образом, все рассмотренные данные свидетельствуют о том, что скорость падения частиц диаметром меньше 0,06 мм удовлетворяет в общем случае формуле Стокса, лишь числовой коэффициент в ней имеет разные значения. Последние прежде всего зависят от формы падающих частиц. Эту зависимость мы попытались свести в схему, приведенную в таблице 7, и выразить графически на рисунке 1.

Таблица 7

Форма частиц	Значение числового коэффициента	Источник данных
Идеальные шары	0,222	Стокс
Округлые изометричные зерна	0,19	Астапов
Неправильные удлиненно-округлые зерна	0,16	Архангельский, Васильев, Новиков
Диски	0,143	Уэйдл
Чешуйки	0,04	Аттерберг

Сказанное приводит нас к выводу, что в приложении к седиментометрическому анализу пород формула Стокса может применяться лишь в общем виде:

$$v = Kgr^2 \frac{\gamma_n - \gamma_n}{\eta} \quad (6)$$

где K — коэффициент, зависящий от формы оседающих частиц, величина которого изменяется от 0,04 (чешуйки) до 0,222 (шары), остальные обозначения те же, что и в формуле Стокса.

Величина коэффициента K , характеризующая специфические особенности анализируемого материала, для каждого типа пород должна определяться опытным путем. Приближенное ее значение может быть найдено по графику рисунка 1 после изучения формы зерен под микроскопом.

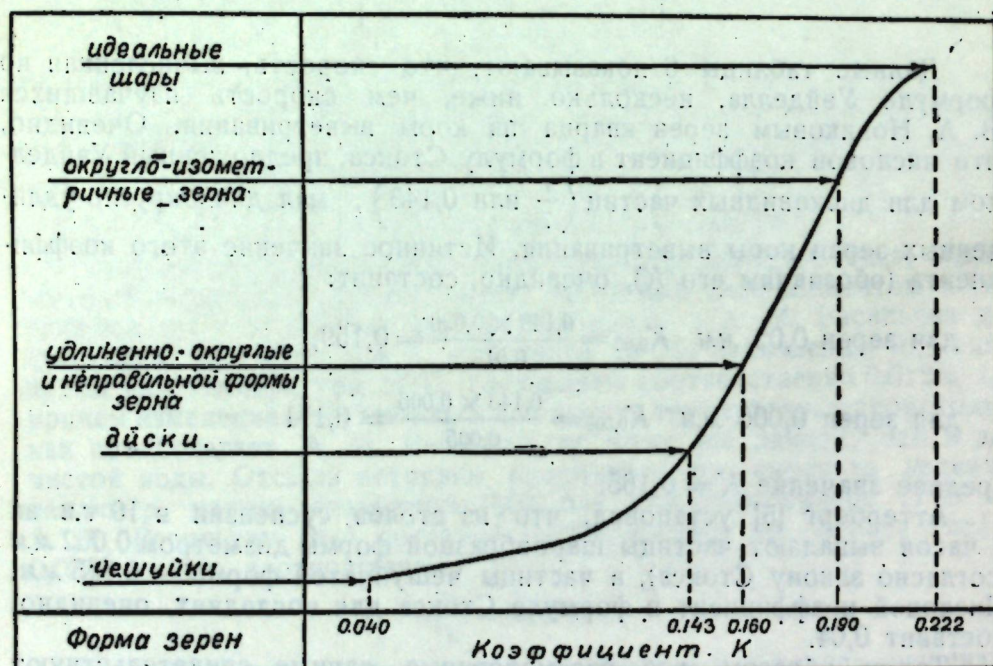


Рис. 1.

С целью определения коэффициента K в формулу Стокса для терригенных отложений девона Татарии мы провели следующие опыты.

Часть анализируемого образца, прошедшая через сито 0,10 мм, переносилась в стакан для размучивания, в который наливалась дистиллированная вода с таким расчетом, чтобы концентрация суспензии в стакане не превышала 1% по весу. Разделение частиц производилось путем сливания верхнего слоя суспензии через сифон, разница колен в котором составляла 1 см. Скорость оседания частиц вычислялась при этом по формуле Стокса. Задавшись одинаковым для всех опытов временем сливания суспензии (300 сек. для частиц 0,01 мм и 30 сек. для частиц 0,05 мм), глубину сливаемого слоя изменяли в зависимости от температуры суспензии и размера собираемых частиц. Данные о времени и глубине сливаемого слоя приведены в таблице 8.

Таблица 8

Размер частиц, мм	Время сливания, сек.	Глубина сливаемого слоя в см при температуре						
		14°	16°	18°	20°	22°	24°	26°
0,01	300	2,3	2,4	2,5	2,7	2,8	2,9	3,1
0,05	30	5,7	6,1	6,4	6,7	7,0	7,4	7,7

Для определения коэффициента K сливание столба суспензии, высота которого приведена в таблице 8, производилось не сразу через 300 или 30 сек. (как это следует из формулы Стокса), а в несколько этапов. Для частиц 0,01 мм сливание проводили через 600, 500, 400 и, наконец, через 300 сек. Для частиц 0,05 мм сливание проводили через 60, 45 и 30 сек. Таким образом, для каждого образца получилось семь фракций.

После полного разделения названных фракций, они собирались, высушивались, а составляющие их зерна тщательно измерялись под микроскопом при помощи окулярмикрометра в 2—3 направлениях.

Для этого собранная фракция тщательно перемешивалась на листочке кальки, и часть ее на конце перочинного ножа переносилась на предметное стекло. Здесь она легким постукиванием по стеклу рассыпалась в один слой зерен.

Измерялось 500 зерен, попавших в середину поля микроскопа при перемещении препарата препаратоводителем в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Результаты замеров записывались, и по средней их величине зерна группировались затем в три группы: преобладающие (составляют более 75% фракции), имеющие существенное значение (составляют 20—25% фракции) и единичные зерна (составляют до 2% фракции). Данные этих исследований приведены в таблице 9.

Данные таблицы 9 показывают, что время оседания частиц 0,01 мм (10 μ) лежит между 400 и 500 сек., ближе к 400 сек., а время оседания частиц 0,05 мм — между 30 и 45 сек., ближе к 45 сек. С достаточной степенью точности можно принять, что время оседания частиц 0,01 мм составляет 425 сек. (0,25 промежутка между 400 и 500 сек), а время оседания частиц 0,05 мм — 41,2 сек. (0,25 промежутка между 45 и 30 сек). Но так как

$$\frac{v_0}{v_c} = \frac{t_c}{t_0},$$

то

$$v_0 = v_c \cdot \frac{t_c}{t_0},$$

где v_0 — скорость оседания частиц при опыте,
 t_0 — время оседания частиц при опыте,
 v_c — скорость оседания частиц по Стоксу,
 t_c — время оседания частиц по Стоксу.
 Следовательно, для частиц 0,01 мм

$$v_0 = v_c \frac{300}{425} \text{ или } v_0 = 0,71 v_c,$$

а для частиц 0,05 мм $v_0 = v_c \frac{30}{41,2}$ или $v_0 = 0,73 v_c$.

Среднее значение $v_0 = 0,72 v_c$,
а среднее значение $K = 0,72 \times 0,222$ или 0,16.

Наши данные, таким образом, полностью совпали с данными Б. В. Архангельского и А. М. Васильева, что и нужно было ожидать, так как форма изучавшихся нами зерен весьма близка к форме зерен, изучавшихся названными исследователями. Формула Стокса в приложении к седиментометрическому анализу терригенных пород девона принимает тогда следующий вид:

$$v = 0,16 gr^2 \frac{\gamma_n - \gamma_v}{\eta_v} \quad (7)$$

При седиментометрическом анализе в лабораторных условиях температура суспензии изменяется от 14 до 30°. Следовательно, изменяется плотность и вязкость воды. Величина этих изменений приведена в таблице 10.

Таблица 10

Температура °С	14	16	18	20	22	24	26	28	30
Плотность воды g/cm^3	0,9993	0,9990	0,9986	0,9982	0,9978	0,9973	0,9968	0,9963	0,9957
Вязкость воды СП	1,1748	1,1156	1,0603	1,0087	0,9608	0,9161	0,8746	0,8363	0,8004

Данные, приведенные в таблице 10, показывают, что плотность воды изменяется в лабораторных условиях весьма незначительно и не повлияет на точность анализа, если принять ее среднее значение. Вязкость же воды для крайних значений температуры изменяется более чем в 2 раза и имеет существенное значение при анализе.

Удельный вес слагающих породы частиц по многочисленным определениям изменяется от 2,63 до 2,68 g/cm^3 . Среднее значение его составляет 2,65 g/cm^3 .

Подставляя известные и постоянные для наших условий значения в формулу (7):

$$\begin{aligned} g &= 981 \text{ см/сек}, \\ \gamma_n &= 2,65 \text{ г/см}^3, \\ \gamma_v &= 0,9982 \text{ г/см}^3 \text{ (для } 20^\circ\text{С)} \end{aligned}$$

и заменяя в ней для удобства радиус частицы (r) на ее диаметр (d), получим окончательную формулу для определения скорости оседания частиц при седиментометрическом анализе терригенных пород девона в виде:

$$v = 64,8 \frac{d^2}{\eta} \quad (8)$$

При седиментометрическом анализе способом пипетки (Глушкова) пробу суспензии рекомендуется (2, 4, 6, 7) брать с глубины 10, 20 и 30 см. Время отбора проб при этом для частиц того или иного размера изменяется в зависимости от температуры суспензии. Ф. И. Котяхов, Б. Ф. Ремнев и Н. П. Буторин [6] рекомендуют ставить цилиндры с суспензией в ванну с водой для поддержания постоянной температуры в 20°С. Тогда глубина и время отбора проб одноразмерных частиц остаются постоянными.

Практика анализов показывает, что наиболее целесообразно отбирать пробы с глубины 10 см, причем разное время отбора проб при

Таблица 9

Образец	600"			500"			400"			300"		
	преобла-дают	имеют сущест-в. значение	един. зерна	преобла-дают	имеют сущест-в. значение	един. зерна	преобла-дают	имеют сущест-в. значение	един. зерна	преобла-дают	имеют сущест-в. значение	един. зерна
27 скв. 13	3	3-4	до 6	9-12	5-9	до 15	12-15	15-17	до 21	13-19	15-17	до 40
23 скв. 29	3	6-10	до 15	9-12	3-6	до 18	12-15	10-12	6-20	12-15	10-12	до 21
22 скв. 42	4	6-9	до 8	9-12	6-9	до 25	10-12	6-10	12-21	12-15	9-12	до 17
27 скв. 49	2-3	6-9	—	9-12	12-14	до 6	10-12	9-10	6	12-15	15-17	до 25
1 скв. 53	3	—	6	9-12	3-9	до 15	12-14	20-29	9	12-14	6-12	до 30
68 скв. 411	3	—	—	10-12	9-10	до 30	12-14	—	—	—	—	—
69 скв. 411	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Образец	60"			45"			30"		
	преобла-дают	имеют сущест-в. значение	един. зерна	преобла-дают	имеют сущест-в. значение	един. зерна	преобла-дают	имеют сущест-в. значение	един. зерна
27 скв. 13	35-52	52-73	13	43-65	—	43	60-86	50-60	5
23 скв. 29	36-45	45-60	10	50-60	13-20	70-80	65-86	43-65	1-43
22 скв. 42	29-50	9-17	9	43-65	—	10-25	65-90	20-50	до 100
27 скв. 49	31-43	17-23	10	25-34	52-64	до 80	65-73	50-65	5
1 скв. 53	23-29	20-25	43-58	43-65	10-16	до 70	65-85	40-50	до 120
68 скв. 411	30-45	29-34	до 60	—	—	9-23	50-60	60-80	5
69 скв. 411	14-23	29-34	до 50	23-35	35-43	43-58	43-80	26-43	4-13

Примечание. Средние размеры зерен фракций даны в микронах.

разной температуре, как и поддержание температуры суспензии постоянной связано с большими неудобствами в работе. Первое требует пользования таблицами, напряженного внимания исполнителя и нередко приводит к ошибкам. Второе — наличия либо специальных терморегуляторов, либо льда и горячей воды.

Для того, чтобы избежать этих неудобств, мы рекомендуем отбор суспензии производить через постоянные промежутки времени, а глубину отбора изменять в зависимости от температуры суспензии. В соответствии с классификацией обломочных пород отбору подлежат следующие фракции:

первая проба — $< 0,01$ мм;
 вторая проба — $< 0,025$ мм;
 третья проба — $< 0,05$ мм.

При этом время отбора целесообразно принять:

для первой пробы — 25 минут,
 для второй пробы — 4 минуты,
 для третьей пробы — 1 минута.

Тогда, в соответствии с формулами (7) и (8), глубина отбора всех проб для разных значений температур определится величинами, приведенными в таблице 11.

Таблица 11

Температура суспензии °С	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30
Глубина отбора проб, см	7,4	7,8	8,3	8,7	9,2	9,6	10,1	10,6	11,1	11,6	12,1

Это позволяет заблаговременно нанести на всасывающем конце пипетки постоянные риски плавиковой кислотой в 7,4; 7,8; 8,3 и т. д. см от центра всасывающих отверстий и написать против них соответствующие им значения температуры. На градуированный таким образом конец пипетки, для удобства в работе, надевается тонкое резиновое колечко-указатель (тонкий срез каучуковой трубки), которое перемещается перед взятием пробы на риску (или между рисками) в соответствии с температурой суспензии. Пипетка опускается в суспензию для взятия пробы до этого колечка-указателя. На указанные нами промежутки времени отбора проб заранее готовятся песочные часы (25; 4 и 1 минуты), на которых пишется или номер соответствующей пробы, или размерность отбираемой за это время фракции.

Предлагаемый нами способ освобождает исполнителя от пользования таблицами, излишнего напряжения памяти и внимания при анализе и исключает возможность механических ошибок.

Наиболее удобна в работе пипетка Г. Ф. Богданова [9, стр. 33], изображенная на рисунке 2, на которую мы нанесли шкалу температуры суспензии. Эта пипетка снабжена трехходовым краном (к) и патрубком (п). Объем ее до крана — 20 см³. При погружении в суспензию кран устанавливается в положение II, при взятии суспензии — в положение I. Всасывание суспензии ведется до произвольного уровня выше крана, после чего кран устанавливается в положение II, а излишек суспензии сбрасывается обратно в цилиндр для размучивания.

Взятые пробы (фракции) высушиваются и взвешиваются на аналитических весах.

Расчет результатов анализа породы производится в следующем порядке.

1. Вес образца, взятого на анализ, пересчитывается на абсолютно сухое вещество (для анализа образец берется с лабораторной влажностью, которая определяется в процентах к весу образца отдельно):

$$P_c = \frac{P_o(100 - w)}{100}$$

2. Определяется содержание фракций, полученных на ситах (> 1 мм, 1,0—0,5 мм, 0,5—0,25 мм и 0,25—0,10 мм) по формуле:

$$\Phi_{0,5} = \frac{B}{P_c} \cdot 100.$$

3. Определяется содержание фракций, полученных при взятии проб пипеткой (объем пипетки 20 см³), по формулам

$$а) \Phi_{<0,01} = \frac{B_1}{P_c} \cdot 5000,$$

$$б) \Phi_{0,01-0,025} = \frac{B_2 - B_1}{P_c} \cdot 5000,$$

$$в) \Phi_{0,025-0,05} = \frac{B_3 - B_2}{P_c} \cdot 5000.$$

4. Определяется содержание фракции 0,05—0,10 мм

$$\Phi_{0,05-0,10} = 100 - \Sigma \Phi.$$

В приведенных формулах:

P_o — вес образца, взятого на анализ, г;

P_c — вес образца в абсолютно сухом состоянии, г;

w — содержание влаги при 105°C, %;

B — вес фракции, снятой с сита, г;

Φ — содержание фракции, % к весу сухого образца;

$B_{1, 2, 3}$ — вес пробы пипеткой (№ 1, № 2, № 3);

$\Sigma \Phi$ — сумма полученных фракций, %.

Описанные способы гранулометрического анализа (ситовой в комбинации с пипеткой), как показывает опыт работы, применимы лишь к алевроитовым породам и к породам, содержащим глинистого материала более 10%. Песчаные, песчано-алевритовые породы — породы, содержащие глинистого материала менее 10%, должны анализироваться ситовым способом в комбинации со способом сливания (типа способа Сабанина). Это обусловлено тем, что эти породы содержат мало средне-мелко-алевритового и глинистого материала, а содержание его в пробах, взятых пипеткой, нередко лежит в пределах точности взвешивания. В таких случаях ошибки, связанные с высушиванием и взвешиванием проб, становятся заметными и не обеспечивают необходимой точности анализа. Пипеточный способ не применим и в тех случаях, когда полученные при гранулометрическом анализе фракции должны быть подвергнуты микро-

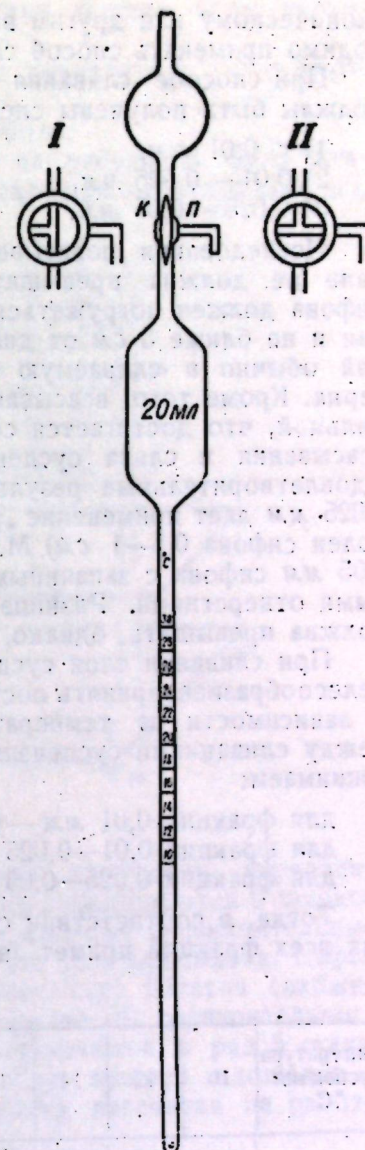


Рис. 2.

скопическому или другим видам исследования. Здесь также необходимо применять способ сливания.

При способе сливания верхнего слоя суспензии через сифон должны быть получены следующие фракции:

- 1) $< 0,01$ мм,
- 2) $0,01 - 0,025$ мм,
- 3) $0,025 - 0,05$ мм.

Исследования показывают, что концентрация суспензии в стакане не должна превышать 1% по весу, а всасывающий конец сифона должен погружаться не менее 3 см от поверхности суспензии и не ближе 5 см от дна стакана. При несоблюдении этих условий обычно в сливаемую фракцию затачиваются более крупные зерна. Кроме того, всасывающая сила сифона должна быть минимальной, что достигается сокращением расстояния между точками всасывания и слива суспензии (разница в длине колен сифона). Удовлетворительные результаты для фракции $< 0,01$ мм и $0,01 - 0,025$ мм дает применение "равноколенного" сифона (разница в длине колен сифона 0,5—1 см) М. Н. Орлова [16], а для фракции $0,025 - 0,05$ мм сифона с запаянным всасывающим концом и четырьмя боковыми отверстиями. Разница в длине колен последнего сифона не должна превышать, однако, 3 см.

При сливании слоя суспензии, как и при взятии проб пипеткой, целесообразнее принять постоянным время между сливами и изменять в зависимости от температуры глубину сливаемого слоя. Время между сливаниями суспензии для терригенных отложений девона мы принимаем:

- для фракции $0,01$ мм — 625 сек. (10 мин. 25 сек.),
- для фракции $0,01 - 0,025$ мм — 100 сек.,
- для фракции $0,025 - 0,05$ мм — 25 сек.

Тогда, в соответствии с формулой (8), глубина сливаемого слоя для всех фракций примет значения, приведенные в таблице 12

Таблица 12

Температура суспензии °C	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30
Глубина сливаемого слоя, см	3,2	3,3	3,4	3,6	3,8	4,0	4,2	4,4	4,6	4,8	5,0

Это позволяет, как и при пипеточном способе, изготовить песочные часы для времени отбора каждой фракции и предварительно проградуировать всасывающий конец сифона, надев на него тонкое резиновое колечко. При работе с таким сифоном либо всасывающий конец его погружается в суспензию всякий раз до резинового колечка, установленного в месте, соответствующем температуре суспензий (при подвижном сифоне), либо суспензия доводится всякий раз до этого колечка (при неподвижном сифоне).

Разделение всех фракций ведется в одном стакане диаметром не менее 6 см и высотой не менее 12 см. Один исполнитель в состоянии одновременно вести работу в пяти стаканах, установленных на одном специальном штативе. Конструкция такого штатива может быть или аналогичной прибору Сабанина, или другой, при соблюдении следующих требований:

1) положение стакана для размучивания должно быть вертикальным;

2) всасывающий конец сифона должен совпадать с осью этого стакана;

3) штатив должен быть удобным в работе.

Применяемый нами штатив изображен на рисунке 3. Этот штатив имеет две площадки (а и б), жестко скрепленные стойками (с),

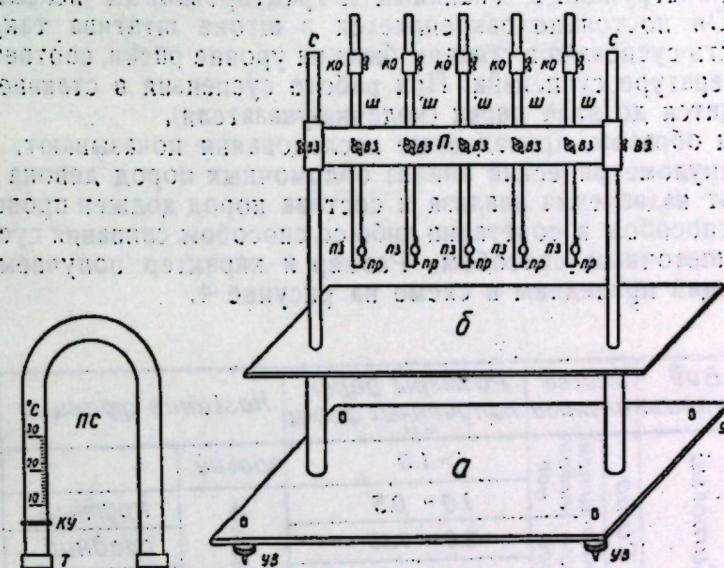


Рис. 3.

в верхней части которых, на специальных хомутах, укреплен подвижная планка (п). В подвижной планке перемещаются 5 штоков (ш), на верхний конец которых надеты подвижные ограничительные кольца (ко), а на нижнем конце имеется паз (пз) для сифона. Сифон в пазу удерживается пластинчатой пружиной (пр). Штатив снабжен винтами (ув) для придания верхней площадке (б) горизонтального положения. На верхней площадке устанавливаются в ряд 5 стаканов для размучивания (под штоками), а на нижней площадке — 5 стаканов в ряд для сбора фракций. Штатив рассчитан на работу с подвижным и неподвижным сифонами.

Подвижной сифон (пс) — "равноколенный" (разница в длине колен 0,5 см), концы его прикрыты проволочной сеткой (размер ячеек 0,5 мм), удерживаемой отрезком каучуковой трубки (т). Для заправки такого сифона нужно перевернуть его концами вверх и налить из промывалки воду так, чтобы под сеткой не остались пузырьки воздуха. После этого вода удерживается в сифоне без зажимов.

Перед работой сифон закладывается в паз штока (ш) штатива под пластинчатую пружину. Стакан с суспензией устанавливается так, чтобы градуированный всасывающий (короткий) конец сифона был по оси стакана. Ограничительное кольцо (ко) штока перемещается так, чтобы опущенный до него шток с сифоном погружал всасывающий конец последнего в суспензию до риски, соответствующей ее температуре. Погруженный в суспензию сифон работает до тех пор, пока не будет снят необходимый слой жидкости, после чего сифон автоматически прекращает работу. После этого шток с сифоном приподнимается, закрепляется зажимным винтом (вз) в верхнем положении, а суспензия доводится в стакане до первоначального уровня

и перемешивается. С наступлением времени сливания зажимной винт штока (вз) ослабляется, а шток с сифоном опускается на ограничительное кольцо. Происходит сливание суспензии и т. д. Этот сифон мы применяем для разделения фракций 0,01 мм и 0,01—0,025 мм. Для выделения фракции 0,025—0,05 мм он не применим, так как сливание через него происходит медленно.

Неподвижный сифон (для выделения фракции 0,025—0,05 мм) — обычной конструкции с запайным и градуированным всасывающим кондом. Он постоянно закрепляется в штоке штатива так, чтобы поверхность суспензии в стакане была на уровне риски, соответствующей температуре суспензии. При работе суспензия в стакане всякий раз доводится до этой риски (колечка-указателя).

Таким образом, проведенные исследования показывают:

1. Гранулометрический анализ обломочных пород девона в зависимости от назначения анализа и состава пород должен проводиться ситовым способом в сочетании либо со способом сливания суспензии, либо с пипеточным способом. Размер и характер получаемых при этом фракций приведены в схеме на рисунке 4.

Вид анализа	Способ анализа	Размеры зерен полученных фракц мм	Название фракций	
Ситовый	Сито про- вод- ное	> 1.0	гравий	
		1.0 - 0.5	Песок	крупный
		0.5 - 0.25		средний
		0.25 - 0.10		мелкий
Седиментометрический	Пипетка или сифон	0.10 - 0.05	Алеврит	крупный
		0.05 - 0.025		средний
		0.025 - 0.010		мелкий
		< 0.010	глина	

Рис. 4.

2. При ситовом анализе необходимо систематически осуществлять контроль за изменением размеров ячеек сит с получением коэффициентов, характеризующих их качество (a_s , P , K_0). Следует применять в работе лишь те сита, которые удовлетворяют предъявляемым к ним требованиям.

3. Седиментометрический анализ необходимо вести с определением скорости падения частиц в воде по формуле Стокса, но в ее общем виде. Значение числового коэффициента в ней необходимо принимать с учетом формы зерен или определять опытным путем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский Б. В. Исследование методов механического анализа грунтов. Известия Всесоюзного н.-и. института гидротехники, т. 7, 1932.
2. Архангельский Б. В. Экспериментальное исследование шкал гидравлической крупности частиц. Известия Всесоюзного н.-и. института гидротехники, т. 15, 1933.
3. Васильев А. М. Основы расчета скорости осаждения грунтовых частиц в жидкости. ОНТИ, 1936.
4. Васильев А. М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов. Машстройиздат, 1949.
5. Астапов С. В. Экспериментальные исследования скоростей падения элементарных частиц и микроагрегатов в воде. „Почвоведение“, № 2—3, 1944.

6. Котяхов Ф. И., Ремнев Б. Ф. и Буторин Т. П. Анализ кернов нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1948.
7. Ламтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств песчаных и глинистых грунтов. Госгеолиздат, 1952.
8. Методы исследования кернов. Гостоптехиздат, 1948.
9. Некоторые методы определения физико-механических свойств грунтов. Издание Ленингр. гос. ун-та, 1950.
10. Новиков В. А. Кора выветривания. Вып. I, изд. АН СССР, 1952.
11. Орлов М. А. Новый сифон и комбинированный прибор для массовых определений механического состава почв. „Почвоведение“, № 3—4, 1928.
12. Фигуровский Н. А. Седиментометрический анализ. Изд. АН СССР, 1948.

Н. В. КИРСАНОВ

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ИММЕРСИОННЫМ МЕТОДОМ ПРИ БОЛЬШИХ УВЕЛИЧЕНИЯХ

1. Как известно, глинистые породы являются весьма существенной составной частью земной коры. На долю их падает около 75% всех осадочных образований.

Изучение глин и глинистой составной части пород во многих случаях представляет большой теоретический и практический интерес. Так, например, выяснение путей наиболее рационального использования глин в качестве промышленного сырья невозможно без выяснения их минералогического состава. Знание минералогического состава глинистых образований облегчает понимание палеогеографической обстановки формирования нефтеносных и угольных отложений, а также многих других полезных ископаемых. Изучение минералогического состава глинистой части почв способствует определению их физико-химических свойств и плодородия. Минералогический состав глинистой части грунтов играет важную роль при определении их инженерно-технических свойств и т. п.

Между тем, изучению минералогического состава глинистых образований, в особенности изучению их пелитовых фракций размером меньше 0,01 мм, до последнего времени уделялось явно недостаточное внимание. Именно по этой причине Всесоюзное совещание по осадочным породам, состоявшееся в ноябре месяце 1952 года, было вынуждено в своем решении поставить в качестве одной из важнейших задач „совершенствование методики и углубленное изучение глинистых минералов осадочных пород для выяснения условий их образования и химико-технологических свойств сырья для химической, керамической, нефтяной, цементной и других отраслей промышленности“ [7]. Важность быстрого решения этой задачи подтверждена и решением Всесоюзного совещания по минералогии и геохимии, состоявшегося в апреле месяце 1954 года.

2. За последние 2—3 года опубликованы работы П. П. Авдусина, М. Ф. Викуловой, И. И. Гинзбурга, И. Д. Седлецкого, Ф. В. Чухрова и других исследователей, свидетельствующие о значительных достижениях советской науки в области разработки и усовершенствования методики изучения минералогии глинистых и коллоидно-дисперсных образований. В настоящем сообщении я остановлюсь на характеристике лишь одного из этих методов — определении глинистых минералов иммерсионным способом при больших увеличениях (порядка 1000—1500 раз).

П. П. Авдусин [1], на основании исследований возглавляемой им лаборатории литологии Института нефти АН СССР, доказывает возможность успешного определения минералогического состава пелито-

вых фракций размером от 0,01 до 0,0001 мм (точнее, 0,0002) иммерсионным путем.

3. В конспективном изложении схема подготовки и исследования образца глинистой породы или фракции по методу П. П. Авдусина сводится к следующим положениям:

а) отбор типичного образца породы с естественной влажностью, парафинирование образца;

б) обработка образца 3% HCl с целью удаления карбонатного цемента, а затем NH_4OH для наиболее полной дезинтеграции породы;

в) диализ образца с целью удаления из него электролитов, вызывающих коагуляцию суспензии;

г) гранулометрический анализ образца с помощью центрифуги Мошева, с выделением фракций в узких пределах для минералогического анализа;

д) гравитационный анализ пелитовой фракции (0,01—0,0001 мм) — разделение по удельному весу в специально изготовленных жидкостях (на базе жидкости Туле) при помощи центрифуги Мошева;

е) минералогический иммерсионный анализ при больших увеличениях.

По сообщению П. П. Авдусина, по разработанной под его руководством методике удалось зарегистрировать в составе пелитовых фракций различных образцов глин свыше 60 различных минеральных видов. Вопреки существующим довольно распространенным представлениям о примитивном минералогическом составе пелитовых фракций, он показал, что состав последних, как правило, сложен. Более того, автор пришел к важному выводу, что количество минеральных видов в породах при уменьшении размерности составных частей последних несколько не уменьшается. „Минералогический состав фракций с размером частиц $< 0,0002$ мм нам еще полностью не известен, — пишет П. П. Авдусин, — но логика и незыблемый принцип непрерывности позволяют предполагать, что качественная характеристика минералогического состава этих мелкозернистых фракций не будет беднее более крупнозернистых образований“ [1].

4. Работа П. П. Авдусина является серьезным достижением советской геологической науки. Названный исследователь доказал возможность успешного оптического изучения в иммерсионных средах пелитовых фракций глин и глинистой составной части осадочных пород, наметил пути такого изучения, обратил внимание на значение легкорастворимых минералов и дал методику их изучения [6].

Вместе с тем, нам кажется необходимым высказать свои соображения о необходимости дальнейшего усовершенствования рассматриваемой методики исследований:

а) Иммерсионный метод изучения минералогического состава пелитовых фракций, несмотря на свою перспективность, не может претендовать на исключительность. Исчерпывающее суждение о видовом составе минералов тонкозернистых фракций может быть получено только при комплексном исследовании с одновременным применением электронно-микроскопических, рентгеноструктурных, термических и химико-минералогических исследований, а в ряде случаев и других специальных методов изучения (например, катионного обмена и т. д.). Специфические достоинства перечисленных методов не подчеркиваются, а умаляются в работе П. П. Авдусина.

б) Оптическое изучение минералов в иммерсионных средах дает эффективные результаты при исследовании крупнопелитовых фракций размером от 0,01 до 0,001 мм. Изучение этим же методом более мелких фракций, размером до 0,0001 мм, при разрешающих возмож-

ностях современных световых микроскопов не дает уверенного суждения об оптических константах минералов, а следовательно, и об их видовой принадлежности.

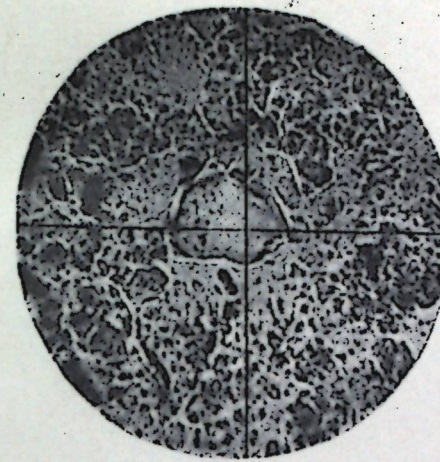
в) Предложенная П. П. Авдусиным схема-методика исследования пелитовых фракций в отдельных своих звеньях неоправданно сложна. Так, например, рекомендуемая им во всех случаях предварительная обработка образца 3% HCl, с последующей обработкой NH_4OH для бескарбонатных и слабо карбонатных пород (1—2%) не всегда целесообразна. В ряде случаев образцы, обработанные HCl, при последующем гранулометрическом анализе показывают меньшую дисперсность, чем их необработанные дубликаты. Вместо NH_4OH в качестве пептизатора, как это показала О. В. Соловьева [8], целесообразнее применять пирофосфат натрия, что исключает необходимость последующего растирания проб.

Метод гравитационного анализа в рекомендованном виде не дает надежного суждения о видовой принадлежности минералов. Произведенные нами многочисленные опыты на образцах ранее детально исследованных глин показали, что гравитационный анализ может дать лишь наводящее представление о минералогическом составе фракции. Объясняется это тем обстоятельством, что чешуйчатая форма пелитовых частиц обуславливает попадание минералов примесей в значительных количествах с несвойственным для них весом в ведущую группу минералов. Кроме того, определение истинного удельного веса ряда минералов (особенно из групп монтмориллонита и гидрослюд) затрудняется из-за наличия в них включений различных тяжелых минералов. Фракции, обработанные тяжелыми жидкостями, для дальнейших исследований требуют длительного промывания. В связи с изложенным, мы согласны с высказыванием В. П. Петрова, что иммерсионное изучение минералов целесообразнее производить на образцах, не подвергнутых воздействию тяжелых жидкостей. Мы считаем справедливыми и большинство других замечаний последнего, высказанных им в критической статье [6]. Однако, нам кажется, что названный исследователь несколько недооценивает возможности рассматриваемого метода и, наоборот, переоценивает возможности других. Так, например, он пишет: „Термический анализ глин является в настоящее время одним из наиболее ценных методов исследований минералов вообще и глин в частности... Особенностью его является именно возможность определения минералов в смеси, каждый из них характеризуется своими изгибами кривой, и никакая „интерференция“ не мешает их определению“ [6]. В действительности же один термический метод сам по себе также часто не дает уверенного суждения о составе второстепенных по количеству глинистых минералов. Более того, смесь некоторых глинистых минералов, например, монтмориллонита и гидрослюд, делает неуверенным суждение даже об основном минерале глинистой породы.

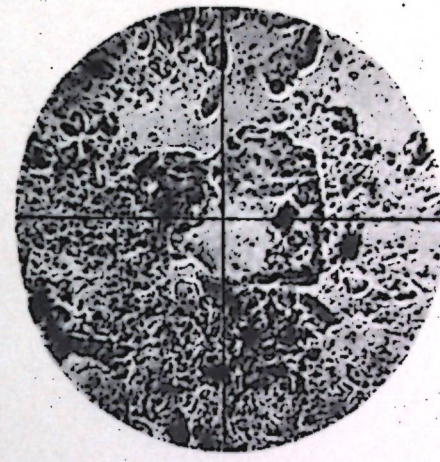
Нам кажется необоснованным критическое замечание В. П. Петрова о том, что „вопреки цитированным высказываниям П. П. Авдусина, глинистые породы должны иметь более простой минералогический состав, чем песчаные породы той же области питания“ [6]. Проведенные нами совместно с У. Г. Дистановым исследования 51 образца песков и 111 образцов глин из миоценовых угленосных отложений Башкирии позволяют подтвердить защищаемое П. П. Авдусиным философски важное положение о том, что видовой минералогический состав с уменьшением зернистости пород не беднеет и попрежнему остается сложным. В нашем случае минералогический состав

Стратиграфическое положение глинистой породы и место взятия образца	Минералогический состав пелитовой части	
	по данным термических, рентгеноструктурных, химико-минералогич. и других исследований, опубликованных в печати	по тем же данным, но с учетом иммерсионного изучения пелитовых фракций
д. Ямаши, Татарская АССР	Монтмориллонит свыше 50%, гидрослюда, метгаллуазит или каолинит [3]	Монтмориллонит 60—75%, гидромусковит 20—25%, галлуазит 1—3%, аллофан 1—2%, биотит 1%, каолинит 1—2%
д. Наумкино, Башкирская АССР	Каолинит свыше 50%, гидрослюда 5—30%, свободные формы SiO_2 , Al_2O_3 в значительном количестве монтмориллонит [4]	Каолинит 80—85%, галлуазит 3—8%, гидромусковит 1—2%, мусковит 1%, биотит 1%
Латинское месторождение огнеупорных глин Воронежской области	Основная масса состоит из каолинита, к которому примешиваются кварц, органическое вещество и окислы железа [3]	Каолинит 80%, гидромусковит 5—8%, галлуазит 3—6%, аллофан 1%, монтмориллонит 1%, кварц 5%, кремне-, полевые шпаты, акцессорные минералы
Доманиковская свита, д. В. Услон, Татарская АССР	Основной минерал — каолинит, в качестве примеси они содержат заметное количество каолинита, сверху которого снизу вверх по разрезу ясно уменьшается [5]	Гидромусковит 85—90%, гидробиотит 2—3%, кварц 1—3%, единичные зерна аллофана, каолинита, галлуазита
Саргаевская свита, г. Альметьевск, Татарская АССР	Основной материал — каолинит. Примеси других глинистых минералов здесь не зарегистрированы, но возможны в незначительных количествах в виде гидрослюда [5]	Гидромусковит 75—80%, каолинит 3—6%, галлуазит 2—3%, гидробиотит 1—2%, единичные зерна кварца и листочки мусковита
Кыновская свита, д. Миннибаево, Татарская АССР		Гидромусковит 75—80%, гидробиотит 5—10%, каолинит 5—8%, монтмориллонит (?) 2—3%, единичные зерна кварца, мусковита
Пашинская свита, д. Азнакаево, Татарская АССР		Гидромусковит 75—80%, каолинит 10—12%, биотит 3—5%, гидробиотит 1—2%, мусковит 1—2%, единичные зерна кварца
Нижняя аргиллитопесчаная пачка подъярса г. Альметьевск, Татарская АССР		Каолинит 75—80%, гидромусковит 10—15%, гидробиотит 3—5%, единичные зерна кварца, мусковита, биотита. В гидрослюдах имеются включения рутила, циркона, турмалина

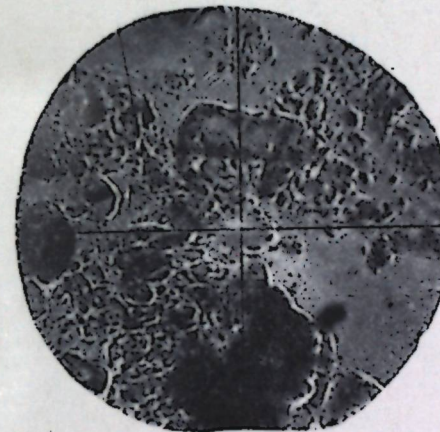
Таблица 2.



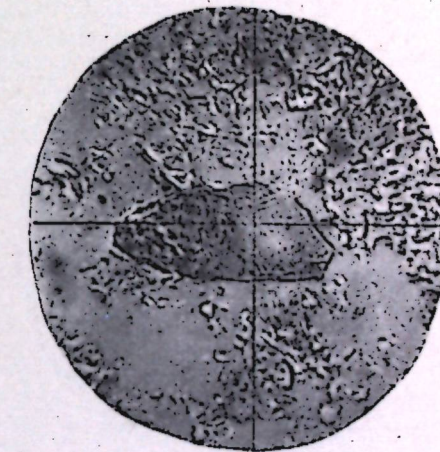
Фиг. 1. Каолинит.



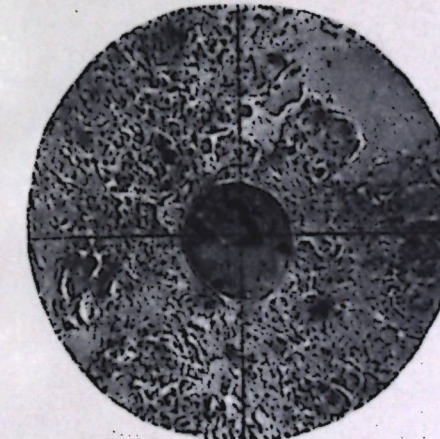
Фиг. 2. Каолинит.



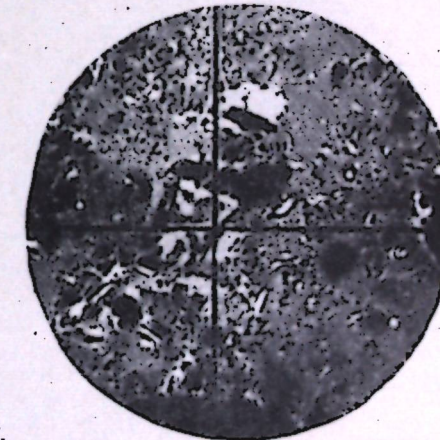
Фиг. 3. Каолинит (основной фон) и гидромусковит (темная чешуйка внизу).



Фиг. 4. Каолинит (основной фон), гидробиотит (в центре).



Фиг. 5. Каолинит (основной фон), в центре — спора.



Фиг. 6. Аллофан (в центре) и гидромусковит (темные чешуйки).

Микрофотографии фракций 0,01—0,001 мм из девонских аргиллитов Татарии.
1—5. Альметьевск, скв. 83, нижнеживетский подъярус, горизонт Д-V. $\times 550$, ник. 1.
6. Д. В. Услон, скв. 2, франский ярус, доманиковская свита. $\times 1020$, ник. 1.

глин оказался даже на 2—6 видов богаче минералогического состава песков, имеющих ту же самую область питания.

5. Для того, чтобы уяснить возможности предложенного П. П. Авдусиным метода иммерсионного исследования минералогического состава пелитовых фракций, мы применили его с некоторыми изменениями для изучения пелитовых фракций разного возраста глин и аргиллитов, ранее детально изученных и проанализированных термическими, рентгеноструктурными, электронно-микроскопическими и некоторыми другими специальными химико-минералогическими методами. Отступления от рекомендованной П. П. Авдусиным схемы исследований сводились к следующему:

а) бескарбонатные и слабо карбонатные образцы глин и аргиллитов, с содержанием CaO и MgO не выше 2—3%, HCl не обрабатывались,

б) иммерсионным способом исследовались лишь крупнопелитовые фракции размером 0,01 до 0,001 мм, не подвергнутые воздействию тяжелых жидкостей.

Лабораторная подготовка образцов к гранулометрическому анализу осуществлялась под руководством К. В. Троицкой. Гранулометрический анализ с выделением фракций размером 0,01—0,001, 0,001—0,0001 и $< 0,0001$ мм производился лаборантами Б. Ф. Гусевым и З. З. Нугмановой на центрифуге Мошева и суперцентрифуге с количеством оборотов до 30 тыс. в минуту.

Изучение минералогического состава пелитовых фракций велось на поляризационном микроскопе марки МП-3 при объективе 60X, монокулярной наклонной насадке модели "МНН" с собственным увеличением, равным 1,85X и окулярах ОРТ-12,5X и ОРТ-17. Таким образом, общее увеличение достигалось 1387,5 и 1887. Фотографирование велось преимущественно при увеличении 1020. В качестве осветителя была использована обычная лампа для микроскопирования ОИ-7.

Сопоставление результатов иммерсионных исследований минералогического состава пелитовых фракций разного рода глинистых пород с результатами исследований этих же пород термическим, рентгеноструктурным, электронно-микроскопическим и химико-минералогическими методами приведено в таблице 1.

Форма и облик глинистых минералов, изучавшихся образцов глинистых пород иллюстрируются фотографиями, изображенными на таблицах 2 и 3.

Произведенные нами исследования позволяют сделать ряд выводов:

а) Иммерсионный анализ пелитовых фракций глинистых пород позволяет более уверенно определять процентное содержание основного и ведущих типов глинистых минералов. Так, например, установлено, что в составе аргиллитов нижней аргиллито-песчаниковой пачки нижнеживетского подъяруса (Дв) на востоке Татарии присутствуют каолинит 75—80%, гидромусковит 10—15%, гидробиотит 3—5%. Ранее же, на основании всех других перечисленных выше методов исследований, нам удалось заключить, что эти аргиллиты сложены почти чистым каолинитом. Примеси других глинистых минералов здесь не были зарегистрированы [5].

б) Иммерсионные исследования пелитовых фракций позволили почти во всех анализированных нами ранее образцах установить дополнительно наличие минералов примесей в количествах от десятых долей процента до 5—15%. Термическими и некоторыми другими методами исследований эти существенные примеси не были зарегистрированы (см. табл. 1).

в) Иммерсионные исследования при больших увеличениях позволяют установить форму глинистых минералов, степень их окатанности, основные оптические константы (всегда — показатель преломления, часто — силу двойного лучепреломления), наличие включений акцессорных минералов, степень изменчивости, что очень редко удается или совсем не удается сделать другими методами. Важность же познания перечисленных качеств и особенностей глинистых минералов очевидна.

Произведенные нами исследования позволяют подтвердить большие возможности иммерсионного изучения минералогического состава глинистых образований. Методика П. П. Авдусина не заменяет других методов, но в значительной степени дополняет их и, будучи несколько измененной, заслуживает самого широкого внедрения в практику минералогических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусин П. П. Глинистые осадочные породы. Изд. АН СССР, 1953.
2. Викулова М. Ф. Глины огнеупорные. Неметаллические ископаемые СССР, т. IV. Изд. АН СССР, 1941.
3. Кирсанов Н. В. О некоторых особенностях верхнеплиоценовых монтмориллонитовых глин Закамья. ДАН СССР, т. LX, № 6, 1948.
4. Кирсанов Н. В., Дистанов У. Г. О составе и характере миоценовых глин Башкирии. ДАН СССР, т. LX, № 5, 1953.
5. Кирсанов Н. В. О минералогическом составе аргиллитов девона востока Татарии. Изв. Казанского филиала АН СССР, сер. геол., вып. 4, 1955.
6. Петров В. П. О специфике глинистых минералов и о глинах, как о горной породе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1954.
7. Решение совещания по осадочным породам. Изд. АН СССР, 1953.
8. Соловьева О. В. К вопросу о фракционировании глин по Сабанину. Кн. "Сырьевая база промышленности. Строит. материалов", Мосгеолнеруд, сбор. работ, вып. 2, 1933.

А. И. КРИНАРИ

НЕКОТОРОЕ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ СПОСОБА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОТКРЫТОЙ ПОРИСТОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Под открытой пористостью горных пород мы понимаем способность их вмещать в себе либо газ, либо жидкость. Величина открытой пористости определяется выраженным в процентах отношением объема сообщающихся между собою пор к общему объему породы.

Общеупотребительным лабораторным способом определения величины открытой пористости сцементированных пород является способ И. А. Преображенского. Сущность его, как известно [2, 3, 4, 5, 6], заключается в следующем.

Образец породы объемом 5—20 см³, предварительно высушенный при температуре 105—110°C и взвешенный (P_1), помещают в стакан с керосином под уровень последнего. Стакан с керосином и образцом устанавливают под колокол насоса Камовского, где образец насыщается под вакуумом до прекращения выделения из него пузырьков воздуха. Насыщенный таким образом керосином образец взвешивается затем в воздухе (P_2) и в керосине (P_3). Тогда объем пор образца (v_n) составит:

$$v_n = \frac{P_2 - P_1}{d_k}, \quad (1)$$

а объем образца (v_o) будет:

$$v_o = \frac{P_2 - P_3}{d_k}. \quad (2)$$

Но так как величина открытой пористости

$$m = \frac{v_n}{v_o} \cdot 100, \text{ то} \\ m = \frac{P_2 - P_1}{P_2 - P_3} \cdot 100. \quad (3)$$

Практика работы по определению пористости способом И. А. Преображенского показывает, что проводить насыщение образцов керосином под колпаком насоса Камовского неудобно, а иногда такое насыщение приводит к ошибкам определения. Эти неудобства и возможные ошибки состоят в следующем:

1) колпаки насоса Камовского часто плохо притерты к основанию и для создания необходимого вакуума их нужно замазывать специальной замазкой, что осложняет работу и увеличивает продолжительность анализа;

2) насыщение образца керосином ведется одновременно с удалением из его пор воздуха, что приводит иногда к частичному разрушению образца и неполному заполнению пор керосином;

3) под колпак насоса Камовского можно установить лишь небольшое число стаканов, отчего производительность труда лаборанта ограничена.

С целью ускорения процесса определения пористости и предварительного удаления из-под образца воздуха П. И. Екимов [1] предложил вместо одной из клемм, имеющих в основании колокола насоса Камовского, пропустить медную трубочку для подачи керосина под колокол, а насыщение образцов вести в одном общем сосуде с их предварительным вакуумированием. Это устраняет недо-

статки, изложенные выше в пунктах 2 и 3, но не устраняет недостатков, изложенных в пункте 1.

В инструкции по исследованию кернов [3] рекомендуется насыщение образцов керосином вести также с предварительным вакуумированием, но в конической колбе, помещая в нее одновременно несколько штук. Однако при таком насыщении трудно учесть, в случае необходимости, образовавшуюся при насыщении образцов осыпь.

Для устранения отмеченных недостатков, повышения точности анализов и производительности труда при их массовом производстве, мы рекомендуем установку, схема которой изображена на рисунке 1.

Установка эта весьма проста и может быть смонтирована в любой лаборатории. Она состоит из вакуумного эксикатора (1) с тубусом (6), баллона (6) для керосина (литровая бутылка), вакуумного манометра (9) и вакуумного насоса с электромотором (12).

В эксикатор (1) вставлено днище (2), опирающееся на плечи его стенок, под которое (на дно эксикатора) положены кусочки хлористого кальция (для поглощения из эксикатора влаги). На это днище (2) ставится стеклянный кристаллизатор (3) (сосуд по диаметру меньший, чем эксикатор, с высотой стенок 7—8 см) с образцами (14), которые подлежат исследованию.

Эксикатор (1) через тубус (6) и резиновую пробку (в) соединен трубками с баллоном (6) для керосина и вакуумным манометром (9), а вакуумным шлангом (11) — с вакуумным насосом (12). На трубке (4), соединяющей эксикатор (1) с баллоном (6) для керосина, установлен двухходовый кран (5), а перед вакуумным шлангом (11) — трехходовый кран (10). Последний позволяет включать в систему вакуумный насос (при откачке воздуха) или отключать его (когда в системе создано необходимое разрежение и дальнейшая работа насоса не нужна).

Стеклянные части установки смонтированы в деревянном футляре, который имеет два отделения: первое (I) — для эксикатора и второе (II) — для других частей установки. Порядок работы на установке следующий.

Экстрагированные (в случаях битуминозности) и высушенные при 105—110°C образцы величиной 15—25 см³ прикрепляются к тонкой проволоке с петелькой на конце (для подвешивания образца к коромыслу весов), взвешиваются с точностью до 0,01 г (P_1) и укладываются в кристаллизатор (3) один близ другого так, чтобы они не соприкасались друг с другом. Если имеются образцы слабо сцементированные, то они помещаются в кристаллизатор в бюксах (15) для того, чтобы учесть образовавшуюся при насыщении осыпь. Кристаллизатор с образцами ставится в эксикатор установки, а последний закрывается крышкой. Кран (5) на трубке (4) перекрывается, а кран (10) устанавливается таким образом, чтобы соединить эксикатор (1) с вакуумным насосом (12).

Откачку воздуха из эксикатора продолжают в течение 15—20 минут при остаточном давлении 3—5 мм рт. ст., а затем, медленно открывая кран (5) на трубке (4), пускают керосин в эксикатор. Керосин, стекая в кристаллизатор с образцами, заполняет их поры, освобожденные предварительно от воздуха. В те образцы, которые были поставлены в кристаллизатор в бюксах, керосин попадает, переливаясь через стенки последних. После того, как все образцы оказываются залитыми керосином, доступ последнего прекращается, а с окончанием выделения пузырьков воздуха из образцов прекращается и процесс их насыщения.

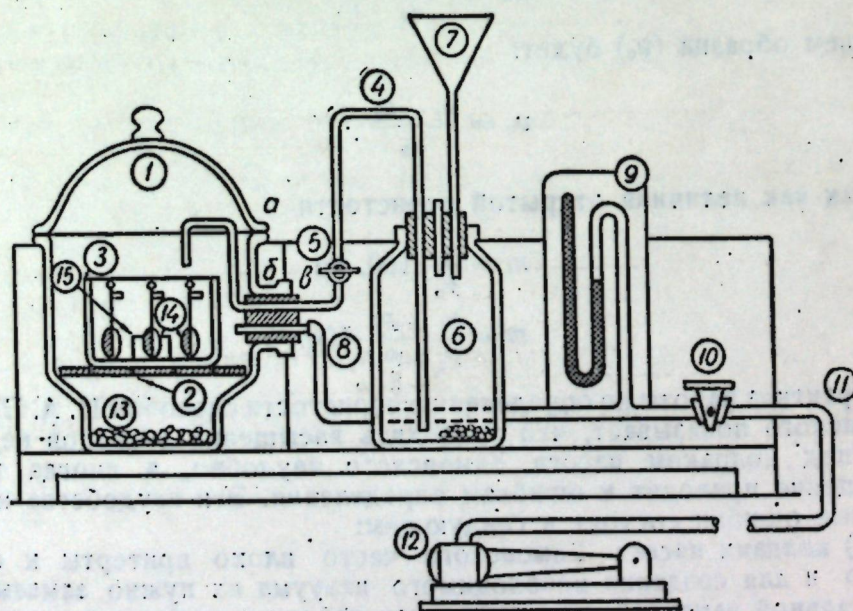
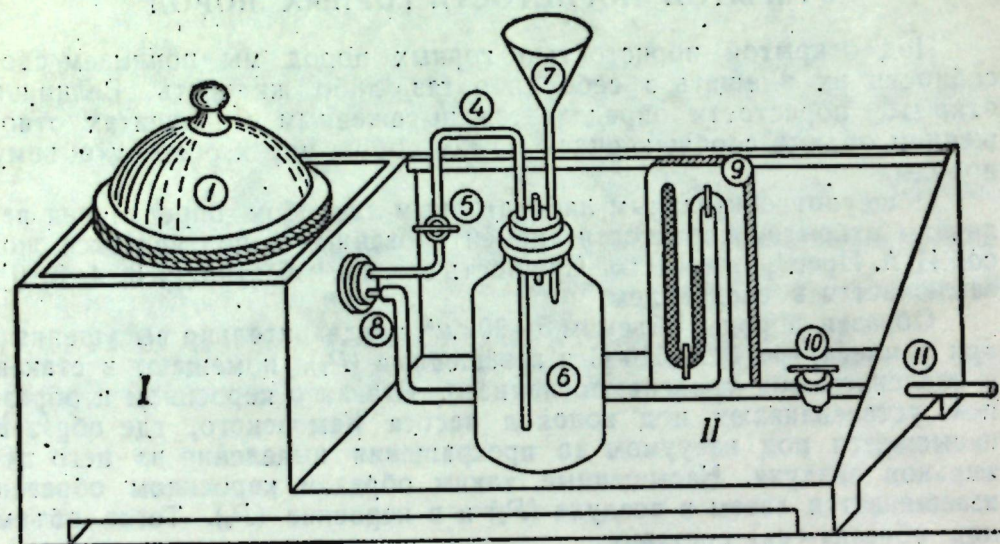


Рис. 1.

Насыщенные керосином образцы вынимаются из кристаллизатора и устанавливаются на специальную подставку (полоски стекла, заделанные вертикально в деревянную оправу через 1 см друг от друга), где с них стекает керосин, не вошедший в поры. Если на образцах все же еще остается пленка керосина, то она снимается осторожным прикосновением листочка фильтровальной бумаги. После этого образцы взвешиваются в воздухе (P_1) и в керосине (P_2), прикрепленными за проволочку к коромыслу весов.

Определение пористости производится по формуле (3). Результаты определения открытой пористости заносятся в журнал, имеющий форму таблицы 1.

Таблица 1

Лабораторный №	№ образца	Место отбора образца	Наименование породы	Данные определения			Открытая пористость в %	Примечания
				вес сухого образца в воздухе P_1 г	вес образца, насыщ. керосином в воздухе P_2 г	вес образца, насыщ. керосином в керосине P_3 г		
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Этот способ позволяет выполнить до 50 определений в день, давая при этом весьма надежные результаты.

В таблице 2 приведены результаты параллельных определений для 5 образцов, список которых можно было бы продолжить.

Таблица 2

	№ образцов				
	88	239	243	294	295
1-е определение	27,2	20,5	20,3	14,6	9,5
2-е определение	26,8	20,3	20,5	14,6	9,6
3-е определение	27,1	20,4	20,7	14,6	9,4

Данные приведенной таблицы показывают весьма незначительные отклонения параллельных определений (до 0,4%).

ЛИТЕРАТУРА

1. Екимов П. Нефтепромышленное дело. Гостоптехиздат. № 3, 1952.
2. Котяхов Ф. И., Ремнев Б. Ф., Буторин Н. П. Анализ кернов нефтяных месторождений. Гостоптехиздат. 1948.
3. Методы исследования кернов. Гостоптехиздат. 1948.
4. Оркин К. Г., Кучинский П. К. Лабораторные работы по курсу "Физика нефтяного пласта". Гостоптехиздат. 1953.
5. Преображенский И. Азербайджанское нефтяное хозяйство, № 1, 1931.
6. Справочник геолога по природному газу. Гостоптехиздат. Том II, 1952.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. П. Батанова. Лингулиды девонских отложений центральной части Волго-Уральской области	3
У. Г. Дистанов и Л. Ф. Солонцов. Некоторые данные по минералогическо-петрографической характеристике додевонских отложений Урало-Волжской области	23
Л. М. Миропольский и Е. Т. Герасимова. О глауконите среди отложений карбонатной формации девона в Татарии	41
Е. Т. Герасимова. К литологической характеристике отложений сакмарского яруса Татарии	49
Г. Л. Миропольская. Некоторые данные к литологии уфимских отложений в Татарской АССР	65
В. Н. Незимов. О возможности получения тампонажных цементов из сырья Татарской АССР	97
Ю. В. Сементовский. Карбонатные породы Казанского Поволжья и некоторые закономерности их размещения	117
Н. В. Кирсанов и Ю. В. Сементовский. О классификации терригенных и терригенно-карбонатных пород	139
А. И. Крибари. О гранулометрическом анализе терригенных отложений девона Татарии	159
Н. В. Кирсанов. К методике определения глинистых минералов иммерсионным методом при больших увеличениях	179
А. И. Крибари. Некоторое усовершенствование способа определения открытой пористости горных пород	185

Редактор М. Х. Воздвиженская
Технический редактор Г. Н. Неделько
Корректоры Л. П. Рябикова, О. А. Крылова

Сдано в набор 26/VIII-1955 г. Подписано к печати 28/II-1956 г. ПФ 03051. Формат бумаги 70×103/16. Печати. листов 13,75 (13,84). Уч.-изд. л. 15,64. Кол. знаков в 1 листе 49200. Заказ № 0326. Тираж 400. Цена 10 руб. 95 коп.

Типография Татполиграфа Министерства культуры ТАССР. Казань, ул. Миславского, д. № 9.