

**Вопросы
ГЕОЛОГИИ
ЮЖНОГО УРАЛА
И ПОВОЛЖЬЯ**

Выпуск второй

**ИЗДАТЕЛЬСТВО
САРАТОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА**

1964

Министерство высшего и среднего специального
образования РСФСР

Саратовский ордена Трудового Красного Знамени
государственный университет им. Н. Г. Чернышевского

Геологический факультет и научно-исследовательский
институт геологии

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ЮЖНОГО УРАЛА И ПОВОЛЖЬЯ

Выпуск второй

**Часть II. Осадочные породы и связанные с ними
полезные ископаемые**

Под редакцией доцента **Н. С. Морозова.**

Издательство Саратовского университета
1964

ОРЕНБУРГСКОЕ, АКТЮБИНСКОЕ ПРИУРАЛЬЕ И ОРСКОЕ ЗАУРАЛЬЕ

В. А. ГАРЯИНОВ и В. П. ТВЕРДОХЛЕБОВ

О МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКАХ ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

В последние годы возрастает интерес геологов к проблеме медистых песчаников Оренбургского Приуралья. Круг вопросов, связанных с этой проблемой, широк. В него входят вопросы возраста, генезиса, прогноза поисков месторождений меди и ряд других.

Авторы статьи проводят тематические исследования красноцветных толщ перми и триаса в районах развития медистых песчаников. Эти работы выполняются по заданию Оренбургского геологического управления. Территория исследований включает бассейн рек Урала и Сакмары между г. Оренбургом — на западе и передовыми складками—на востоке.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал, позволяющий сделать некоторые выводы по ряду вопросов, связанных с проблемой медистых песчаников. К ним относится, в первую очередь, вопрос о возрасте медистых песчаников. Наряду с этим в статье излагаются данные, связанные с генезисом медистых песчаников и дальнейшим направлением поисков руд меди в этом районе.

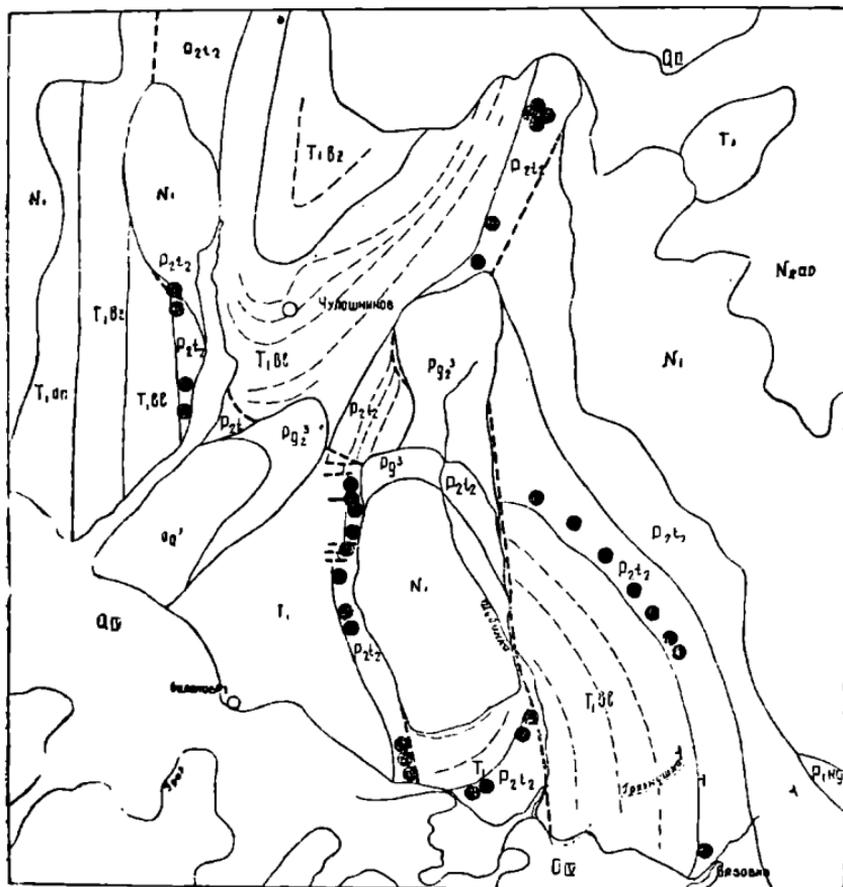
Под медистыми песчаниками понимаются все литологические разности терригенно-карбонатных пород, с которыми связаны рудопроявления меди. Поскольку таких разностей много, термин «медистые песчаники» употребляется нами для краткости.

Объем статьи не позволяет нам изложить все существующие ныне взгляды на возраст и генезис медистых песчаников всех районов, где они распространены. По этому вопросу имеется обширная опубликованная и фондовая литература (Р. И. Мурчисон, Э. Вернейль, Рычков, Н. Н. Яковлев, А. В. Нечаев, П. Л. Драверт, А. Е. Ферсман, А. Н. Замятин, Е. И. Тихвинская, Л. М. Миропольский, А. Д. Архангельский, Н. Н. Форш, В. Л. Малютин, К. Р. Чепиков и др.). Мы рас-

в породах широкого возрастного диапазона: от каменноугольных до верхнетриасовых включительно.

Все рудопроявления сгруппированы нами в несколько участков. Рассмотрим геологическое строение некоторых из них (рис. 2, 3).

I. Ключевский участок. Расположен на левобережной части оврага Блюменталь, юго-западнее с. Ключевки Буртинского района. Все рудопроявления в пределах выходов ко-

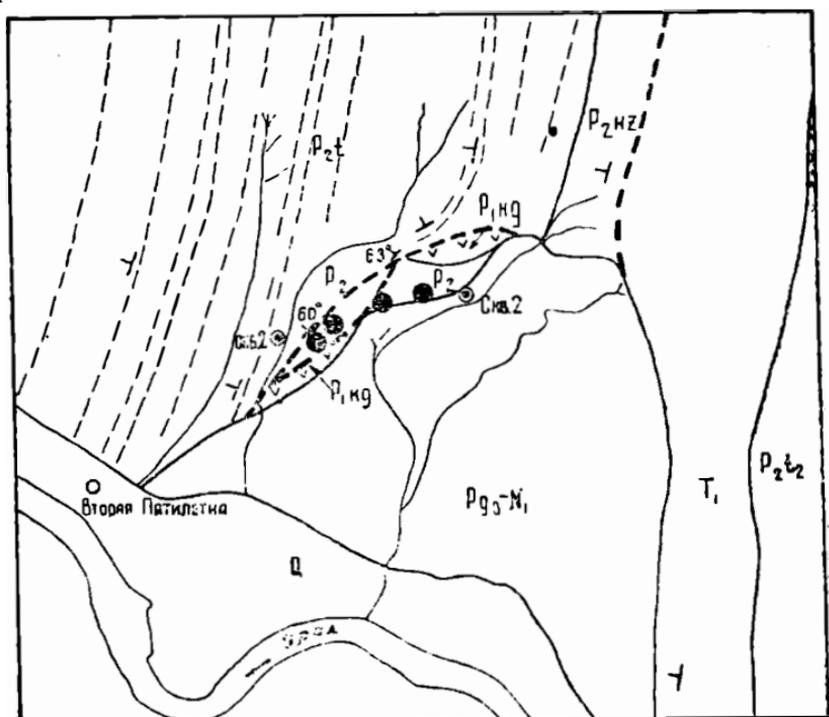


- геологические границы
- линии простирания слоев
- у элементы залесания слоев
- - - - - тектонические нарушения
- руда

Рис. 2. Карта Вязовского участка.

ренных пород на поверхность ограничиваются прямоугольным участком шириною в 500 м и протяженностью 2,5 км. Здесь зафиксировано девять групп старых выработок. В каждой группе находится от 2 до 6—7 выработок. В плане они образу-

ют три полосы прерывистого распространения рудопроявлений, очевидно, отвечая трем уровням в разрезе. Нижний характеризуется наличием оруденения в семи группах отвалов. К среднему приурочен один карьер и к верхнему—две группы выработок.



-  геологические границы
-  линии простираания склад
-  элементы залегания склад
-  тектонические нарушения
-  медь

Рис. 3. Карта Гирьяльского участка.

Все рудопроявления располагаются в пределах западного крыла поднятия, осложненного штоком сульфатно-галогенных пород кунгура. Центральная часть этого поднятия проходит примерно через восточную окраину с. Ключевки. На южной окраине этого села породы кунгурского возраста вскрыты под мезозойскими и третичными отложениями на глубине 376 м (скв. 4-Г). Мезозойские и третичные породы залегают здесь в грабене над гипсово-галогенными породами штока, отделяясь от красноцветных пород западного и восточных крыльев поднятия разрывными нарушениями. Детали строения западного крыла поднятия видны в левой стенке оврага Блюменталь,

прорезающего вкрест простирания красноцветные породы перми и триаса.

Породы нижнего триаса слагают синклиналиную складку, сопряженную на востоке с крылом Ключевской антиклинали. В основании нижнего триаса найдены остатки позвоночных, среди которых В. Г. Очевым определен череп *Parabenthosuchus uralensis* Otschew. Эти породы выделены в блюментальскую свиту, представляющую наиболее древние горизонты триасовой системы. Восточнее выходы пород этой свиты сменяются обнажениями верхнетатарского подъяруса. Последние имеют пологие падения слоев ($8-10^\circ$) вблизи границы с триасом и довольно крутые в более древних горизонтах. У резкого коленообразного поворота оврага они достигают 60° , а затем сменяются зоной дробления, где по сложной системе нарушений породы сильно деформированы, разбиты на серию блоков.

Полоса рудопроявлений располагается в зоне сравнительного спокойного залегания слоев, где углы падения изменяются от 8 до 18° . Самые западные отвалы медистых песчаников находятся недалеко от границы с блюментальской свитой нижнего триаса.

Необходимо отметить, что в обнажениях по оврагу, пересекающему участок рудопроявлений, медистые песчаники не обнажаются.

В непрерывном разрезе по левому берегу оврага, переходящего северо-восточнее в полосу рудопроявлений, обнаружена фауна остракод и пелеципод. Ниже границы с блюментальской свитой В. В. Спириной определены остракоды, характерные для верхнетатарского подъяруса. Кроме того, Г. В. Кулевой здесь собраны и определены следующие виды пелеципод: *Palaeomutela* (?) *inconcinna* Plotn., *Palaeomutela curiosa* Amal., *P. ovalis* Amal., *P. purchisoni* Amal., *P. plana* Amal., *P. oleniana* Gusev, *P. inostranzevi* Amal., *P. quadriangularis* Nech., *P. cf. pechjaevi* Gusev, *Palaeonodonta carinata* Plotn., *P. segmentata* Gusev, *Opokiella tschernyschewi* Plotn. Вмещающими породами являются красновато-коричневые аргиллиты и алевролиты, слагающие верхние горизонты татарского яруса.

Перечисленные выше виды встречены во многих разрезах Окско-Волжского междуречья, где они характеризуют вятский горизонт верхнетатарского подъяруса. На Общем Сырте и в районах Оренбургского Приуралья ему соответствует кутулукская свита.

Важно отметить, что находки фауны характеризуют именно ту пятисотметровую полосу, ограничивающую по ширине участок рудопроявления. Таким образом, по комплексу фауны остракод и пелеципод вмещающие медистые песчаники слою этого участка должны относиться к верхнему горизонту верхнетатарского подъяруса. Такому выводу не противоречат дан-

ные изучения остатков позвоночных, обнаруженных непосредственно в медьсодержащих породах северо-восточнее описанного разреза. В западной стенке старого карьера (третья с северо-востока группа отвалов) найден череп и части скелета дицинодонта *Dicynodon cf. trautscholdi* Amal. Вмещающие породы имеют максимальную концентрацию малахита именно там, где имеются кости или растительные остатки.

В этом месте, в 10 м западнее по падению, была заложена скважина с целью подсечения медьсодержащих пород в сторону падения и выявления рудопроявлений на глубине. Скважина прошла по породам верхнетатарского подъяруса 100 м. Значительных слоев медистых пород эта скважина не вскрыла. Отдельные прослои зеленовато-серых песчаников со следами бедной минерализации меди имеют мощность первых десятков сантиметров. В интервале глубин 6—14 и 21 м встречен комплекс остракод *Darwinula inornata* (Jones), *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. malachovi* (Spizh.), *D. futschiki* Kash., *D. parallela* (Spizh.), *Suchonella stelmachovi* (Spizh.), *Volganella cf. magna* Spizh. (Определения В. В. Спириной). Учитывая углы падения, первый интервал верхней своей частью соответствует известковистым конгломератам, включающим фауну позвоночных.

Приведенные выше формы остракод позволяют отнести вмещающие породы к верхнетатарскому подъярису.

Юго-восточнее, у второй группы отвалов (начиная от оврага) была пройдена вторая скважина с теми же задачами, что и первая. В ней вскрыт аналогичный разрез, охарактеризованный в средней части тем же комплексом остракод. И в этой скважине значительных прослоев с повышенным содержанием меди не встречено. При сравнении разрезов этих скважин с обнажением в левой стенке оврага видно, что многие слои выклиниваются или замещаются. Так, в овраге четко выделяется метровый пласт розовато-серого мергеля, а в ближайшей скважине мергели встречаются лишь в виде тонких прослоев.

Приведенные данные указывают на принадлежность описываемых пород и залегающих среди них медистых песчаников к верхней части верхнетатарского подъяруса (вятский горизонт, кутулукская свита). Характерно, что рудное поле располагается недалеко от подошвы блюментальской свиты нижнего триаса.

Состав рудоносных пород участка различный.

Первая группа отвалов, отвечающая наиболее древним слоям участка, изучена в девяти местах. По старым отвалам шахт дать полную характеристику условий залегания рудоносных пород, установить количество горизонтов и содержание меди в них нельзя по вполне понятным причинам. Удалось лишь отметить, что рудопроявления меди приурочены здесь к серым, темно-серым и зеленовато-серым песчаникам, темным

тонкослоистым алевролитам и конгломератам. Во всех этих породах наблюдается большое количество обуглившихся растительных остатков (мельчайших обрывков тканей, обломков стволиков хвощей, куски окремнелой древесины). Рудопроявления представлены малахитом, халькозином, купритом, азуритом и редко самородной медью. В большинстве случаев преобладающим минералом является малахит, входящий в состав цемента пород.

В одной из выработок видна небольшая часть разреза, где рудопоявление приурочено к прослою светло-серых конгломератов, мощностью от 10 до 30 см. Конгломерат состоит из галек и обломков известняков, реже—мелких галек кварца и кремней, сцементированных карбонатным цементом. Гальки известняков окатаны слабо, размеры их от 1 до 5—6 см. В конгломератах встречены обломки древесины и кости позвоночных. Оруденение представлено малахитом, купритом и азуритом, наблюдаемыми в цементе. Степень оруденения различная. Наибольшая концентрация меди видна около органических остатков. В отдельных костях малахит заполняет поры губчатых тканей.

Западнее указанных пунктов оруденение встречено в конгломератах, слагающих гряду северо-восточного простирания Гряда прослеживается до оврага Блюменталь, несколько выходящая в этом направлении. Примерно, в средней ее части пласт конгломератов вскрыт карьером. В стенке карьера видны мелко- и крупногалечные конгломераты с ясно выраженной косою слоистостью аллювиального типа. В основании этой пачки залегают линзовидные прослои сильно оруденелых конгломератов, мощностью 45—50 см. Галечный материал представлен почти исключительно кремнями и кварцем. Гальки хорошо окатаны, некоторые из них имеют полированную поверхность. Цемент конгломератов известково-песчаный, участками малахитовый. В оруденелом слое присутствуют малахит, куприт, азурит, халькопирит, халькозин и хризоколл. Малахит входит в состав цемента, иногда полностью его представляя в породе. Куприт наблюдается в виде небольших включений округлой и продолговатой формы. Азурит в виде налетов, пленок, каемок сопровождает малахит и другие минералы. Халькопирит редок. Хризоколл отмечается иногда в виде тонких корочек и натечных образований, различимых лишь под бинокуляром. Халькозин и ковеллин образуют включения округлой формы и прожилки от 2 до 12 мм. В обмедненных конгломератах нами найдены растительные остатки и чешуя кистеперых рыб *Ascolepis macroderma*, сцементированных малахитом. Форма залегания оруденелых конгломератов линзообразная, не совпадающая с размерами вмещающих пород. По простиранию оруденение не прослежено.

Самая западная полоса отвалов связана с зеленовато-се-

рыми песчаниками и конгломератами. Среди оруденелых пород часто встречается окремнелая древесина. Характер минерализации и состав руд близки к медистым песчаникам первой группы отвалов, представляющих наиболее древние горизонты участка.

II. Вязовский участок. Он расположен на Урало-Сакмарском водоразделе. Тектонически этот участок приурочен к западному крылу Вязовской структуры, осложненной ядром протыкания, и к западному и юго-восточному крыльям Шубинского поднятия. Все известные нам рудопроявления этого участка приурочены к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу, располагаясь недалеко и вдоль границы с нижним триасом.

Вязовский участок характеризуется большим количеством старых отвалов из шахт и выработок, сравнительно частым их расположением и большой протяженностью зоны оруденения (рис. 2). Здесь зафиксировано не менее 80 рудопроявлений меди. Отвалы медистых песчаников располагаются группами, иногда поодиночке, то почти непрерывной полосой, то с различными интервалами друг от друга. Если учесть наблюдения между выработками, указывающими на присутствие медьсодержащих пород и все ранее разрабатываемые участки, то общая длина оруденелой зоны составляет около 30 км. Вскрыты ли этими выработками все оруденелые линзы или только их часть, исчерпаны ли запасы руд в каждой из них, — осталось неизвестным. Данный вопрос может быть разрешен постановкой специальных работ.

Стратиграфически полоса оруденения приурочена к сравнительно узкому интервалу верхнетатарского подъяруса. Вдоль западного крыла Шубинской структуры рудопроявления меди располагаются в аналогичных условиях. Отличие заключается в том, что здесь разрывными нарушениями, оперяющими основной дизъюнктивный контакт с кунгурским ядром, многократно смещена граница нижнетриасовых и верхнепермских пород. Вместе с ней в отдельных мелких блоках смещены и рудопроявления меди. Последнее обстоятельство указывает на пространственную выдержанность зоны оруденения.

Наиболее полный разрез вмещающих медистые песчаники пород наблюдается в приустьевой части Вязовского оврага, по названию которого получил наименование этот участок. Геологический возраст оруденелой зоны и подстилающих ее более древних горизонтов верхнетатарского подъяруса определяется по находкам фауны остракод, пелеципод, листоногих ракообразных, гастропод и позвоночных.

Из остракод В. В. Спириной определены: *Darwinula inornata*, *D. inornata* var. *macra*, *D. parallela*, *D. perlonga*, *Suchonella stelmachovi* и др. Г. В. Кулевой из этих пород указываются

следующие виды пеллеципод: *Palaeomutela obliqua* Amal., *P. keyserlingi* Amal., *P. oleniana* Gusev, *P. rectodonta* Amal., *P. golowkinskiana* Amal., *P. convexocarinata* (Nech.). В 24—25 м ниже по разрезу от места находок пеллеципод найдены кости териодонтов (поздних тероцефалов), крупной *Jnostransevica* sp. и почти полный скелет дицинодонта *Dicynodon* cf. *amalizkii* Such. Этот комплекс позвоночных, по мнению В. Г. Очева, близок северодвинскому парейазавровому комплексу и может свидетельствовать о принадлежности вмещающих пород к верхнетатарскому подъярсу.

Зона оруденения Вязовского участка приурочена к самым верхам разреза, охарактеризованного приведенной выше фауной. Литологически она представлена коричневато-красными аргиллитами, алевролитами с прослоями зеленовато-серых песчаников, мергелей и известняков конкреционного облика.

Кроме того, здесь присутствуют буровато-серые песчаники с включением гравия и галек кремней, кварца, алевролитов и известняков, и полимиктовые конгломераты. Эти породы образуют сложное переслаивание, мощности в большинстве случаев не выдерживаются по простиранию, прослой различного состава часто замещают друг друга. Переходы между слоями в вертикальном направлении не менее сложны. Часто наблюдаются неровные поверхности между грубообломочными породами и подстилающими их аргиллитами и алевролитами. Наиболее резко выражены размывы между косослоистыми песчаниками и аргиллитами. В местах максимального углубления подошвы песчаников обычны скопления органических остатков (отпечатки листьев, обломки мелких стеблей, окремнелая древесина, скопления раковин пеллеципод).

Недалеко от кровли верхнетатарского подъяруса (примерно в 30 м от подошвы блюментальской свиты) имеется относительно выдержанный пласт конгломератов мощностью более 3 м. Он состоит почти целиком из мелкой и средней гальки кремней, кварцитов и кварца. В нем встречаются крупные части стволов окремнелых деревьев. К этому пласту приурочены небольшие участки и гнезда с малахитовой и азуритовой минерализацией. Кроме того, малахит присутствует в древесине, частично ее замещая. Этот пласт прослеживается от устья Вязовского оврага до верховьев р. Грязнушки. Видимо, к этому же пласту приурочено несколько оруденений по западному крылу Шубинской структуры. Аналогичные конгломераты описаны нами в Ключевском участке (средняя часть оруденелой зоны).

Основная часть рудопроявлений Вязовского участка залегает ниже этого конгломерата и приурочена к прослоям и линзам песчаников и конгломератов. Судя по количеству старых шахт и выработок всего этого участка, а также по густоте их

расположения, можно ожидать в этом участке большое количество линз с богатой медной минерализацией, группирующихся в единый горизонт, где содержание полезного ископаемого будет варьировать от следов до 6,5 и более процентов. Состав руд аналогичен Ключевскому участку. Здесь также присутствуют малахит, азурит, куприт, халькозин, ковеллин, редко—хризоколла и медь самородная. Наряду с минералами меди встречается серебро.

О количестве оруденелых линз можно судить по разрезу Вязовского оврага. Здесь описано 16 пачек сероцветных песчаников и аргиллитов, содержащих растительные остатки. В десяти из них, по данным спектрального и химического анализа, содержится медь. Остальные пласты не опробовались. Полоса рудопроявлений отвечает лишь верхней части опробованных по оврагу пачек. Представляют интерес и более древние—нижнетатарские отложения, к верхней части которых приурочены три пачки сероцветных пород (не считая тонких прослоев), мощностью в 2,5, 5 и 10 м.

III. Дмитриевский участок. Он расположен на правобережной части р. Сакмары. В тектоническом отношении он приурочен к восточной зоне Предуральяского прогиба, примыкающей к передовым складкам западного склона Урала. Переход от передовых складок к прогибу, по мнению авторов, осуществляется посредством разрывного нарушения долготного простирания. Вдоль него местами выжаты гипсы кунгурского яруса. Участки внедрения гипсов находятся в 2 км севернее с. Дмитриевского, в непосредственной близости от выходов артинских пород (открытый карст по гипсам). Предполагаемые участки внедрения гипсов (закрытый карст) располагаются у западной окраины этого села и севернее с. Сунарчи в приустьевой части безымянной реки. Наличие погребенных под рыхлыми отложениями гипсов кунгура проявляется в микрорельефе посредством развития серии блюдцеобразных впадин, заболоченных участков, перехватов и брошенных долин. В красноцветных породах они проявляются по резкому возрастанию углов падения слоев по мере движения на восток. наличием зон дробления у контактов с гипсами. К югу от с. Дмитриевского красноцветные породы залегают почти вертикально в самой восточной полосе их развития. Активное влияние гипсов в восточной зоне прогиба и западнее, в районе Каировки привело к возникновению Дмитриевской асимметричной синклинали.

Основная часть рудопроявлений приурочена к восточному борту синклинали, к полосе более пологого падения слоев, переходящей западнее в центральную часть синклинали. Здесь же наблюдаются и более мощные пачки рудовмещающих пород. В прошлом эти рудопроявления разрабатывались. Следы

разработок сохранились до сих пор в виде отвалов из шахт, карьеров и канав.

Представление о разрезе вмещающих пород на восточном борту синклинали можно получить по немногочисленным выходам пластов на гребнях куэст, по отвалам и старым горным выработкам, канавам и скважинам, пройденным Каргалинской партией Оренбургской комплексной геологической экспедиции.

В основании верхнетатарского подъяруса здесь залегает пачка полимиктовых конгломератов. С ней связано оруденение наиболее древнего и более мощного из горизонтов. Видимая мощность этой пачки около 6 м.

Конгломераты полимиктовые, косослоистые с линзами песчаников. В состав галек входят перекристаллизованные известняки, мраморы, кремнистые породы, вторичные кварциты и жильный кварц. Размеры галек от 1 до 15—20 см (мелкие валуны). Более молодые горизонты также представлены в основном грубообломочными породами—конгломератами, гравелитами и песчаниками. Из ста галек в таких конгломератах встречено: известняков серых, розовато-серых пелитоморфных—24%, перекристаллизованных известняков и мраморов—20%, вторичных кварцитов по известнякам и песчаникам—26%, кремней и кремнистых сланцев—18%, песчаников—8% и кварца—4%.

В крупных гальках преобладают известняки и песчаники. Мелкие гальки и гравий представлены в основном кремнистыми породами. Длинные оси галек ориентированы по азимуту 290° под углом 18—25°

В разрезах скважин, заложенных недалеко от выходов медьсодержащих пород, встречены прослойки песчаных аргиллитов и алевролитов. Среди них в одной скважине (5-П) обнаружен комплекс остракод. В. В. Спириной в нем определены: *Darwinula var. magna* Lun., *Volganella magna* Spizh., *Placidea lutkevichi* (Spizh.). *Suchonella stelmachovi* Spizh. По ее мнению, отложения, охарактеризованные этим комплексом, принадлежат к верхнетатарскому подъярусу. В соответствии с этим большинство рудопроявлений меди этого участка мы относим к низам верхнетатарского подъяруса.

Все рудопроявления этого участка связаны с конгломератами и песчаниками. По форме залегания вмещающих пород эти рудопроявления можно подразделить на два типа. К первому относятся те из них, которые приурочены к пачкам конгломератов и песчаников, имеющих значительную протяженность (до 500—800 м и более). Однако их нельзя считать пластовыми телами, прослеживающимися на всем протяжении участка (на 6—7 км). Большинство из них срезается другими пластами конгломератов этой же пачки или замещается иными породами.

Минералы меди в таких пачках встречаются часто, но максимальная их концентрация крайне неравномерна. Рудные тела в них не совпадают по форме и по протяженности с вмещающими породами. Конгломераты в местах оруденения имеют зеленовато-серую окраску за счет цвета основного минерала меди в цементе—малахита—и наличия окрашенных в этот цвет обломочных частиц.

Наиболее распространенными рудными минералами являются малахит и азурит. Кроме того присутствуют куприт, борнит и халькозин. По данным химических анализов, содержание меди в конгломератах—от 1—2% до 4%. Присутствует также серебро. К такому типу оруденения относится подавляющее большинство рудопроявлений участка.

Ко второму типу относится рудопроявление, расположенное северо-западнее с. Сунарчи. Оно связано с пачкой коричневатого-красных алевролитов, среди которых залегают включения песчаников. Минерализация отмечена лишь в последних. Форма этих включений уплощенная, дискообразная, иногда эллипсоидная, размеры различные: от мелких (2—3 см) до крупных (60—70 см).

Состав песчаников полимиктовый. Окраска зеленовато-серая — в центральной части и буроватая, иногда пятнистая — по периферии. Центральная их часть сложена более тонким кластическим материалом, а внешняя — грубообломочным. Степень минерализации неравномерная. По периферии редко встречаются небольшие скопления малахита. В центральной части, наряду с малахитом, отмечается густая вкрапленность сульфидов меди и включения многочисленных чешуек самородной меди.

Изучение оруденелых песчаников в шлифах показывает, что они состоят из полимиктовой кластической части и карбонатного цемента. Кластическая часть представлена преимущественно слабо окатанными обломками горных пород и минералов, размером от 0,1 мм до 1,2 мм. Форма обломков варьирует от угловатой до сферически округлой. Среди них часто встречаются серпентиниты, известняки, реже — кварциты, яшмы и роговики. Обломки серпентинитов сильно разложены. К нонтронитизированным серпентинитам обычно приурочены медьсодержащие минералы: халькозин, тенорит, малахит и самородная медь. Наблюдается зональность в расположении самородной меди и минералов: в центре—медь самородная, в виде оторочки располагаются халькозин, тенорит и малахит. Видны взаимопереходы медьсодержащих минералов в самородную медь. Кроме того, минералы меди имеются в составе цемента, где они не менее обильны, чем в кластической части породы. Состав цемента кальцитовый. Характер цементации поровый, участками крустификационный и базальный. Структура псаммитовая.

Необходимо подчеркнуть, что подобного обильного скопления самородной меди больше нигде не встречено. В этом отношении это рудопоявление как по форме залегания медьсодержащих пород (конкреционная), так и по количеству самородной меди является отличным от всех остальных. Вероятно, оно отличается от них и по генезису. Минерализация песчаников, по-видимому, связана с процессом эпигенеза. К сожалению, это оруденение не прослежено по площади, и мы не можем дать ему количественную оценку.

I V. Гирьяльский участок. Этот участок располагается на правобережье р. Урала северо-восточнее совхоза «Вторая Пятилетка». Тектоника участка довольно сложна. Рудопоявления меди фиксируются здесь вдоль контакта с гипсами кунгурского возраста, образующими шток. Основная часть этой структуры, имеющей диапировый характер, находится южнее, под современной долиной р. Урала. Этому участку на гравиметрической карте соответствует минимум силы тяжести.

Гипсы кунгура в районе Гирьяльского участка в основном перекрыты отложениями неогенового и четвертичного возрастов. Наличие гипсов в ядре этой структуры предполагалось по ряду косвенных данных. Благодаря буровым работам Каргалинской партии это предположение подтвердилось. Так в северной части участка скважина I вскрыла гипсы на глубине 76 м. Недалеко от скважины и к северу от нее они залегают близко от поверхности, проявляясь в карстовых впадинах. Одна из таких впадин видна у юго-западной части участка в непосредственной близости от старой затопленной шахты.

Контакт красноцветных пород с гипсами тектонический. Об этом свидетельствуют крутые падения слоев красноцветной толщи в восточных стенах старых горных выработок, несовпадение в простирациях слоев, сильная степень раздробленности пород, стратиграфическая неполнота разреза за счет выпадения значительной части красноцветных пород казанского и уфимского возрастов. У юго-западной группы старых выработок углы падения достигают $65-70^\circ$ на запад, юго-запад. В северной части участка отмечено падение по азимуту 300° под углом 60° , а в соседних выработках наблюдается широтное простираение слоев при вертикальном падении.

Поверхность гипсов сильно закарстована. С этим процессом связано происхождение северной группы рудопоявлений меди.

Данные скважины I показывают, что эта группа рудопоявлений представляет собой развалы глыб песчаников, заключенных в отложения неогенового возраста. Вероятнее всего условия их залегания объяснимы обрушением глыб, нависавших на окраине закарстованной площади гипсового штока. Что касается юго-западной части участка, то все имеющиеся

здесь рудопроявления представляют собой зону дробления, ограниченную гипсами кунгура и красноцветными породами крыла. В связи с этим возраст оруденелых пород определить трудно.

На тектонический характер контактов с кунгуром указывает также наличие родников и участков обводнения.

На Гирьяльском участке известны две группы рудопоявлений меди. Первая находится в юго-западной части участка, вторая — в северной. В первой имеется около десяти отвалов старых заброшенных шахт и выработок. Точное количество выработок установить трудно. Две из них сравнительно хорошо сохранились и дают возможность изучить состав оруденелых пород и условия их залегания. В восточных стенках шахт видны зоны дробления блоков песчаников, рассеченных почти вертикальными трещинами. Расположение этих выработок указывает на изменение простираций оруденелых пород на северо-восток и далее на восток, согласно с изменением направления контакта с гипсами.

Вторая группа рудопоявлений находится в 500 м северо-восточнее. Она объединяет шесть старых выработок. Эта группа представляет собой серию отдельных глыб медистых песчаников, залегающих в карсте среди неогеновых пород.

Таким образом, на этом участке мы имеем дело с иными условиями залегания оруденелых пород, нежели в рассмотренных ранее участках.

Среди минералов меди в этом участке присутствуют малахит, азурит, куприт, халькозин и ковеллин. Процентное содержание меди в отдельных штуфных образцах превышает 10—12%. В настоящее время этот участок разведывается Каргалинской партией. По данным В. И. Малюги (1962), химический анализ бороздовых проб, отобранных по канаве и керну одной скважины, показывает, что среднее содержание меди по канаве 1 равно 2% и по скважине 2—19%. Спектральным анализом в этих же пробах обнаружены: Pb, Ag, Sn, V, Ni, Co, Ga, Cr, Sr, Mn, Ti, Ba. Однако неблагоприятные условия залегания оруденелых пород (приуроченность к зоне дробления, крутые углы падения слоев) и небольшая протяженность участка не позволяют ожидать здесь значительных запасов руд. Если даже объединить обе группы рудопоявлений в один участок, то общая его протяженность составит около 900 м, при ширине не более 50—60 м.

Аналогичные условия залегания медистых песчаников наблюдаются северо-восточнее с. Островного. Здесь отвалы старых шахт располагаются в меридиональном направлении, в то время как простираение красноцветных пород татарского яруса широтное. Такое расположение горных выработок мы связываем с наличием здесь нарушения. Этот участок плохо обна-

жен. Но южнее предполагаемое нами нарушение переходит в сброс, заметный по обнажениям. Вероятнее всего, рудопроявления меди связаны с одним нарушением меридионального направления, идущего параллельно своду Островнинской структуры.

Все остальные рудопроявления меди исследованного района относятся к рассмотренным выше типам. Подавляющее большинство из них имеет сходные условия залегания с такими участками, как Ключевский и Вязовский, отличаясь от них масштабом (протяженность зон оруденения, количество и густота расположения старых выработок).

Описанные выше рудопроявления и вмещающие их породы можно подразделить на несколько типов, по следующим признакам:

- а) по возрасту;
- б) по условиям залегания.

Все описанные нами участки по возрасту делятся на две группы: 1) группа местонахождений, приуроченных к довольно узкому стратиграфическому интервалу, соответствующему верхам верхнетатарского подъяруса (верхняя часть вятского горизонта). Сюда относятся рудопроявления Ключевского, Вязовского участков, а также рудопроявления в районе сс. Саракташа, Студенцов, г. Шихан, 2) группа рудопроявлений, приуроченных к основанию верхнетатарского подъяруса и к нижнетатарскому подъярусу. Сюда мы относим большинство рудопроявлений Дмитриевского участка, отвалы старых шахт в окрестностях Белогор и некоторые другие.

По условиям залегания можно выделить: а) рудопроявления, связанные с линзообразными прослоями, залегающими согласно с вмещающими их красноцветными породами и б) рудопроявления, приуроченные к тектоническим контактам (брекчиям трения, зонам дробления) и разрывам внутри красноцветной толщи. К первым относится подавляющая масса рудопроявлений исследованной территории, включая Вязовский, Ключевский и Дмитриевский участки, а ко второй—Гирьяльский участок и группа рудопроявлений, расположенных северо-восточнее с. Островного.

При постановке поисковых работ на медные руды первая группа рудопроявлений оценивается нами как наиболее перспективная, чем вторая, имеющая узко-локальное распространение и сложные условия залегания. Естественно, что каждый участок первой группы должен оцениваться отдельно с учетом конкретных геологических условий и генезиса вмещающих рудные тела слоев. Решение последней проблемы неотделимо от выяснения происхождения красноцветных пород, которым по мощности и пространственному распространению подчинены отложения, несущие медную минерализацию.

Последние по условиям образования можно подразделить

на: а) отложения аллювиальные, б) отложения дельт и подводных русел и в) озер и крупных бассейнов.

К первым относится весь комплекс отложений, формирование которого связано с долиной палеореки (руслово-пойменные фации пойменных озер, озер-стариц, болот). К такому типу фаций по сумме признаков (слоистость, форма залегания слоев и др.) мы относим породы, вмещающие медные руды Ключевского, Вязовского участков и часть других рудопроявлений у с. Студенцы, в верховьях Сухой речки, у г. Шихан. Для этого типа оруденения характерна значительная протяженность рудовмещающих пород. Обычно они представлены песчаниками и конгломератами. Наиболее распространенной формой залегания песчаников являются линзовидные прослои и пачки. Последние имеют неровную поверхность ложа за счет размыва. Амплитуда размыва изменяется от сантиметров до десятков метров. Верхняя поверхность таких пачек, как правило, является ровной и менее четкой, чем подошва. Песчаники такого типа всегда полимиктовые, косослоистые, содержат линзы конгломератов и галечников. Косая слоистость в них более резко проявляется в нижних горизонтах. Здесь же сосредоточена основная масса грубообломочного материала, иногда целиком выполняющая места максимального вреза в подстилающие породы. Именно к таким пачкам песчаников приурочены скопления органических остатков (листьев, ветвей, обломков стволов, обуглившегося детрита, фауны пеллеципод и позвоночных). Окраска песчаников серая, темно-серая и зеленоватая-серая. Местам скопления органических остатков в косослоистых песчаниках, вероятно, отвечают превращенные в старицы меандрирующие участки русел палеорек. В таком случае накопление руслового аллювия, исключаящее существование в это время восстановительной среды, будет логично связано с серой окраской песчаников, возникшей за счет разложения органических веществ в стадию старицы, где такие условия вполне естественны.

Такие пачки обычно в вертикальном направлении тесно связаны посредством сложных переходов с алевролитами и аргиллитами, но не подчинены им по мощности.

Минералы меди в таких фациальных комплексах встречаются главным образом в песчаниках и конгломератах, где они образуют иногда значительные скопления.

В оруденениях такого типа медь постепенно встречается на всем протяжении вмещающей породы. Изменению подвергается лишь ее процентное содержание.

Основная масса полезного ископаемого обычно приурочена к цементу пород. Видимо, эта форма современного нахождения меди связана с ее выпадением из растворов. Иной формой поступления меди в среду осадконакопления являются обломки медьсодержащих пород в составе кластической части

песчаников и конгломератов. Большинство из этих обломков испытали значительные изменения по пути транспортировки от коренных месторождений меди до области осадконакопления. Для этого фациального комплекса присутствие обломков медьсодержащих пород является постоянным.

Минералы меди и медьсодержащие породы могли поступать в среду осадконакопления не только в форме обломков, но и в виде взвесей. Такая форма переноса обломочных частиц является не только обычной, но и преобладающей для современных рек, берущих начало с гор. Таким образом, образование рудных тел такого типа имеет непосредственную связь с коренными месторождениями меди центрального Урала. В процессе транспортировки кластического медьсодержащего материала и растворенной меди одновременно с дифференциацией материала происходило и значительное усреднение ее содержания.

На пути от коренных месторождений меди до области накопления осадков происходит значительное и неоднократное изменение минералогического состава соединений меди. Поэтому восстановить все стадии этого процесса и его направления практически невозможно. Более реальной задачей является восстановление условий в области осадконакопления.

На известных нам рудопроявлениях можно убедиться, что основная масса полезного ископаемого сингенетична с вмещающими его породами. Локальные повышения концентрации меди вызваны диагенетическими и эпигенетическими процессами.

В области накопления осадков вероятной формой нахождения соединения меди являлась сульфидная (стадия стариц, пойменных озер). В этом случае можно говорить о первичной сульфидной минерализации осадков. Форма этой минерализации была, вероятно, различной: рассеянно-вкрапленной, гнездовой и пластовообразной. Исходная форма сульфидной минерализации во многом определила современную форму минерализации: рассеянно-вкрапленную—в цементе, гнездовую—вокруг участков скопления органики и пластовообразную—в прослоях, равномерно обогащенных органическим детритом. Кроме того, в эту же стадию могли возникать карбонатные соединения меди. Наиболее благоприятные условия для этого могли существовать там, где несколько снижалось содержание органических веществ и образование сульфидов меди не происходило. Исходя из этого, можно объяснить локализацию сульфидов в непосредственной близости от органических остатков (древесина, кости позвоночных) и преобладание малахита на некотором расстоянии от них. Вероятно концентрация органического вещества активно влияла на форму образования солей меди (сульфидную и карбонатную).

О первичной сульфидной минерализации можно судить по

частым находкам в медистых песчаниках реликтов сульфидных минералов. Так, отчетливо заметны во многих образцах включения и прожилки халькозина, окаймленные с внешней стороны халькопиритом и азуридом. Интересно подчеркнуть, что прослеживается тесная связь между окисными и сульфидными соединениями меди, с одной стороны, и такими же соединениями железа—с другой.

В образцах Ключевского участка отмечается вкрапленность пирита в халькозине и обилие окисных форм железа в поле выделений малахита, азурида и куприта. Здесь параллельно существуют окисные соединения меди с такими же соединениями железа и сульфидные соединения меди—с сульфидами железа.

Приняв сульфиды за первичную форму возникновения минералов меди, большинство минералов современных руд в зоне окисления следует считать вторичными. Их количество абсолютно преобладает во всех рудопоявлениях, отражая ход процесса в одном устойчивом направлении — окисление первичных сульфидных минералов.

Пространственное расположение описанных выше песчаников—конгломератов и связанных с ними пород комплекса аллювиальных фаций отражает общее направление долины палеореки или системы рек. Такая полоса может быть достаточно широкой и очень длинной. В ее пределах возможна целая серия линз песчаников—ловушек для повышенных содержаний меди. В связи с тем, что комплекс аллювиальных отложений имеет тесную связь со всеми членами долины, соединения меди должны фиксироваться во всех разностях пород. Содержание меди может варьировать здесь от долей процентов до 2—3% (часто), до 8—10% (реже).

Вторым типом являются оруденения, связанные с пачками песчаников и конгломератов, образующих линзообразные тела и гнезда. Максимальное оруденение меди приурочено к местам скопления органики. Генетически эти породы связаны с участками дельт и подводных русел, вдающихся в озерные бассейны. В разрезе такие пачки подчинены по мощности пачкам алевролитов и аргиллитов, содержащих прослой карбонатных пород. Для оруденений этого типа также несомненна связь с коренными месторождениями меди Урала. В составе кластической части обломки медьсодержащих пород крайне редки. Наиболее вероятный способ переноса меди—транспортировка ее соединений в виде взвесей и в растворенном состоянии. Локальная концентрация меди, вероятно, связана с концентрацией органических веществ.

Третьим типом оруденений являются участки скопления меди, приуроченные к отложениям озер и крупных бассейнов. Литологически оруденения такого типа относятся к аргиллитам, глинам, известнякам, мергелям и известковистым конгло-

мератам. Форма залегания этих пород в разрезе в основном пластовая, характер наложения сравнительно выдержанный. Мощности слоев и пачек изменяются слабо, слоистость горизонтальная.

Скопления соединений меди в этих породах носят локальный характер, не имеют четких очертаний и чаще всего приурочены к местам скопления органических остатков. Осаждение медистых минералов, вероятно, происходило из растворов, поступавших с Урала и частично из взвесей. В стадию диагенеза и эпигенеза происходило перераспределение минералов меди с разубоживанием и даже полным исчезновением ее в одних участках и накоплением в других.

В районе исследований значительных скоплений меди в карбонатных породах не наблюдается. Такого типа оруденения известны в районе Башкирского Саракташа и частично у с. Ключевки.

В аргиллитах и глинах содержание меди нередко оказывается довольно значительным. Это объясняется тем, что минералы глин, особенно если глины богаты углистым веществом, легко адсорбируют медь из растворов. Форма выделений соединений меди в этих породах обычно бывает двух типов: мелко рассеянная вкрапленность, более или менее равномерно распределенная по слою («шиферные руды» Татарии) и конкреционная. Руды первого типа в нашем районе пока не обнаружены. Условно к такому типу можно отнести несколько небольших слоев аргиллитов и глин Вязовского разреза. Однако, по простиранию эти слои не удалось опробовать. Характер минерализации и степень его выдержанности не прослежены. Вторая форма минерализации отмечается по Вязовскому оврагу в линзе зеленовато-серых глин. Глины песчанистые с гнездами обуглившегося детрита. В них встречаются конкреции халькозина и редкие мелкие гнезда малахита и азурита. Содержание меди до 32%. Размеры линзы небольшие: мощность—0,2 м, протяженность—1,5—2 м.

Изложенные данные позволяют сделать несколько выводов:

1. Большинство рудопроявлений и месторождений меди, разрабатывавшихся ранее на исследованной площади, относится к верхней части вятского и к основанию северодвинского горизонтов верхнетатарского подъяруса. Кроме того, рудопроявления меди зафиксированы в отложениях более древних по возрасту (нижнетатарские). Последние развиты преимущественно в восточной части прогиба, а первые преобладают в его центральной и западной частях. По-видимому, это обстоятельство отражает известную по иным признакам миграцию Предуральяского прогиба в западном направлении.

2. По условиям залегания выделяются рудопроявления:
а) связанные с линзообразными пачками, залегающими со-

гласно с вмещающими их красноцветными породами, и б) рудопроявления, приуроченные к тектоническим контактам. Первые наиболее распространены, вторые встречаются реже.

3. По условиям образования пород, несущих минерализацию меди, выделяются: а) отложения аллювиальные (комплекс фаций русловых, пойменных озер, озер-старич, болот); б) отложения дельт; в) осадки крупных бассейнов и озер.

4. По форме выделения различаются пластовообразные, вкрапленно-рассеянные, конкреционные и гнездовые рудные тела.

5. Среди минералов меди в большинстве участков и рудопроявлений встречаются малахит, азурит, халькозин, ковеллин, куприт, борнит, тенорит. Самородная медь в значительных концентрациях встречена лишь в восточной зоне прогиба.

6. Почти во всех случаях присутствие минералов меди и особенно их максимальная концентрация приурочены к местам скопления органических веществ.

Рассмотрев генетические типы рудопроявлений татарского возраста, необходимо подчеркнуть два обстоятельства:

Вмещающие отложения и сами медьсодержащие породы по происхождению являются типично континентальными образованиями, не имеющими на юго-востоке Русской платформы морских аналогов. В связи с этим их генезис не может ставиться в прямую связь с морским бассейном и выпадением соединений меди в зоне смешения вод речных с морскими.

Сульфидная минерализация в большинстве случаев наблюдается в породах, несущих признаки восстановительной среды в момент завершения осадконакопления и стадию самого раннего превращения осадка в породу. Практически она почти сингенетична осадку и по отношению к породе может рассматриваться как первичная. Минералы зоны окисления возникли за счет преобразования сульфидных руд, имевших изначально локальное распространение. Поэтому нет оснований предполагать на глубине мощные и выдержанные на большом расстоянии пластовые тела, несущие промышленную концентрацию сульфидов меди.

Принимая во внимание изложенное выше, можно наметить наиболее перспективные участки для постановки специальных работ. Таким участком в первую очередь следует считать Вязовский. Основанием для этого является прежде всего наличие минерализации различных генетических типов, приуроченных к комплексу аллювиальных фаций в наиболее молодых горизонтах и к фациям озер и крупных бассейнов—в более древних. Имеет значение также большая протяженность зоны минерализации, фиксируемой отвалами из старых горных выработок, стратиграфическая приуроченность максимального оруденения к сравнительно узкому интервалу и относительно пологое залегание оруденелых и вмещающих слоев.

Литература

1. Воинова Е. В., Разумовская Е. Э., Разумовский Н. К., Хабиков А. В. О подразделении отложений нижней красной толщи Оренбургских степей. Зап. Всерос. Минералог. об-ва, серия 2, ч. 62, вып. 2, 1933.
 2. Климов П. И. К стратиграфии красной толщи юго-востока Оренбургской степи. БМОИП, отд. геологич., т. XIV, вып. 1, 1936.
 3. Климов П. И. Геологическое строение северной части Соль-Илецкого р-на Средне-Волжского края. БМОИП, отдел геолог., т. XIV (3), 1934.
 4. Красильников Б. Н. Новые данные по стратиграфии красной толщи пермских и триасовых отложений Чкаловского Приуралья. Сб. памяти проф. А. Н. Мазаровича, изд. МОИП, 1953.
 5. Климов П. И. Геологическая карта СССР. Объяснительная записка к листу М-40-III, Госгеолтехиздат, 1950.
 6. Климов П. И. Геологическая карта СССР. Объяснительная записка к листу М-40-II, Госгеолтехиздат, 1950.
 7. Миропольский Л. М. Медные руды в пермских отложениях Татарской АССР и их генезис. Уч. зап. Казанского гос. ун-та, т. 98, кн. 1, вып. 10, 1938.
 8. Малютин В. Л. Геологическое строение и генезис медистых песчаников Каргалинских рудников и других западного Приуралья. Фонды Оренбург. геолог. упр., 1946.
 9. Малюга В. И. Отчет о результатах работ Каргалинской партии. Фонды Оренбург. геолог. упр. 1962.
-

В. А. ГАРЯИНОВ, В. В. ЛИПАТОВА,
Н. Н. СТАРОЖИЛОВА, З. А. ЯНОЧКИНА.

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРМИ И ТРИАСА

На территории Оренбургского и Актюбинского Приуралья широко развиты красноцветные отложения перми и триаса. Они отличаются изменчивым литологическим составом, большой мощностью и бедностью фауны. В связи с этим данный комплекс пород до настоящего времени изучен слабо, наименее разработаны вопросы стратиграфии.

Существующие в настоящее время стратиграфические схемы для многих районов Приуралья и Русской платформы базируются в основном на литологических данных. Отсюда то обилие местных стратиграфических схем, попытки унифицировать которые до сих пор не привели к успеху. Причина этого, на наш взгляд, заключается в недостаточном внимании к палеонтологическому методу при изучении красноцветных пород перми и триаса.

Такое положение сложилось в результате многих обстоятельств. Во-первых, среди геологов укоренилось мнение, что красноцветные толщи обычно палеонтологически не охарактеризованы, или органические остатки в них встречаются крайне редко. Во-вторых, существует неверное убеждение, что некоторые представители верхнепермской фауны (например, пелиподы и гастроподы) не представляют интереса для стратиграфических целей, вследствие их широкого вертикального распространения. В-третьих, в настоящее время экология, филогения и в некоторых случаях систематика многих групп верхнепермской фауны изучены очень слабо. Естественно, что такое положение не может не снизить интерес геологов к поискам и сборам органических остатков в этих толщах.

Между тем, многим исследователям удалось произвести богатые сборы фауны и флоры из красноцветных пород, считавшихся ранее палеонтологически не охарактеризованными. До-

статочно указать на данные Г. И. Блома, И. С. Муравьева, В. И. Игнатьева (1954) по Горьковскому и Казанскому Поволжью, В. И. Чалышева по бассейну р. Печоры и др. Приведенные выше, далеко не полные, данные свидетельствуют о том, что мнение об отсутствии органики в красноцветных породах перми и триаса неверно.

Об этом же свидетельствуют результаты многолетних работ (1953—1963 гг.), проводившихся сотрудниками Саратовского Научно-исследовательского института геологии в районах Общего Сырта, юга Оренбургского Приуралья и в Актюбинском Приуралье.

Основной целью проводимых исследований является разработка детальной стратиграфической схемы верхнепермских и триасовых отложений южного Приуралья на основе палеонтологического метода.

За это время в красноцветных породах перми и триаса этих регионов открыты местонахождения фауны пелеципод, гастропод, остракод, насекомых, листоногих ракообразных, рыб, амфибий, рептилий, флоры, спор и пыльцы. Палеонтологические данные позволили в одних случаях обосновать возраст вмещающих пород, ранее установленный только по литологическим признакам, а в других—пересмотреть существующие взгляды на возрастную принадлежность отдельных частей разреза.

Убедившись, что палеонтологический метод является наиболее эффективным, авторы настоящей статьи решили предложить иную методику комплексного изучения красноцветных пород перми и триаса. В данной статье будут затронуты лишь некоторые, наиболее важные разделы методики.

1. Поиски фауны.

Красноцветные породы верхнепермского и триасового возраста, как и отложения иного возраста близкого происхождения, содержат разнообразный палеонтологический материал, пригодный для стратиграфических построений. Однако фауна и флора в мощных красноцветных толщах распределены неравномерно и приурочены не только к определенным литологическим разностям, а к определенным сочетаниям этих разностей (фациям или их частям), к определенным местам в разрезе, где наблюдаются переходы одних пород в другие. В одних случаях фауна и флора связаны с местами их обитания и последующего захоронения, в других—с местами захоронения, не совпадающими с участками прижизненного обитания. По литологическому составу, типу слоистости, текстуре и условиям залегания слоев такие участки в разрезе будут отличаться друг от друга. Тем самым поиски органики можно вести целеустремленно только в тех местах разреза, где для ее нахождения имеются благоприятные признаки. Для этого необходимы знания условий обитания и захоронения фауны

Литература по этим вопросам немногочисленна. Она ограничивается работами И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова (1951) по позвоночным и Н. И. Новожилова (1953) по листоногим ракообразным.

Не менее важной при полевых поисках является чисто психологическая сторона. Необходима твердая уверенность в успехе поисков, придающая исследователю силы. Именно эта уверенность позволяет преодолеть все невзгоды при работе на обнажении. При этом поиски должны быть тщательными, вестись систематически, без сожаления о затраченном времени. Опыт показывает, что те разрезы, которые описывались послойно и сопровождались тщательными и продолжительными (по несколько дней) поисками, доставили нам разнообразную фауну. Поверхностный, кратковременный осмотр обнажения при обобщенном описании был безуспешным. Фауну и флору надо искать терпеливо, не считаясь со временем.

Остановимся на некоторых особенностях методики поисков отдельных групп фауны и флоры.

1. **Позвоночные.** Сведения о том, где и как искать местонахождения фауны позвоночных, имеются в работах И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова (1951), а также в статьях В. А. Гаряинова и В. Г. Очева (1962). Поэтому на этом вопросе мы не останавливаемся.

2. **Пелециподы.** В верхнепермских отложениях пелециподы встречаются довольно часто. Однако, систематическое их изучение началось сравнительно недавно. После работ А. К. Гусева, доказавшего стратиграфическое значение пелеципод для районов Казанского и Горьковского Поволжья (1954), нами были собраны коллекции антракозид из районов Оренбургского и Актюбинского Приуралья. Изучение коллекций позволило установить характерные комплексы фауны, позволяющие коррелировать разрезы Горьковско-Казанского Поволжья, с разрезами Оренбургского и Актюбинского Приуралья. Наряду с этим, обнаружены формы местного значения, связанные с особенностями осадконакопления. Сказанное свидетельствует о важном значении пелеципод как для стратиграфических целей, так и для выяснения генезиса вмещающих пород, поэтому необходимо уделять большое внимание поискам и сборам этой фауны.

Находки пелеципод приурочены к глинам, аргиллитам, песчаникам, мергелям и реже к известнякам. Наиболее благоприятными местами для поисков пелеципод являются участки древних русел, представленных косослоистыми рыхлыми песчаниками. Такие места в обнажениях заметны по резкому врезу песчаников в подстилающие глины или аргиллиты. В таких участках, кроме пелеципод, встречаются остатки позвоночных, листовая флора и насекомые.

Кроме русловых фаций, интересны пойменные **озерные**

элементы аллювиальных толщ, представленные глинистыми породами, залегающими в косослоистых песчаниках в виде различных по размерам линз.

3. Гастроподы. В Оренбургской области находки гастропод известны на междуречье рр. Урала и Сакмары западнее г. Оренбурга. В 1962 г. они были найдены в нескольких пунктах междуречья рр. Урала и Сакмары в пределах Предуральяского прогиба. Тем самым стал известен еще один общий элемент фауны районов Горьковско-Казанского Поволжья. Здесь в верхней части татарского яруса на большой площади прослеживается горизонт с гастроподами. На том же стратиграфическом уровне гастроподы обнаружены и в Оренбургском Приуралье.

При поисках гастропод надо иметь в виду, что их раковины редко превышают 4—5 мм в длину. Поэтому при поисках гастропод необходим внимательный осмотр образцов. Наиболее часты находки гастропод в мергелях и в известковистых глинах.

Фауна гастропод татарского яруса впервые описана А. К. Гусевым.

4. Флора. В красноцветных породах перми и триаса встречается часто в виде окремнелых стволов или отпечатков листьев. Остатки древесины изучены плохо, т. к. метод их определения разработан недостаточно. Листовая флора позволяет установить возраст вмещающих пород с достаточной точностью.

Наиболее часто отпечатки листьев встречаются в песчано-глинистых породах аллювиального и озерного происхождения. Не редки случаи совместного нахождения флоры с фауной пелеципод, позвоночных, насекомых. В отложениях верхней перми местонахождения флоры почти всегда приурочены к линзам медистых песчаников.

5. Споры и пыльца. В красноцветных породах перми и триаса спорово-пыльцевые комплексы приурочены к небольшим прослоям глин, аргиллитов, алевролитов, песчаников и известняков, окрашенных в серые тона различной интенсивности.

Красноцветные, голубоватые и зеленовато-серые породы, окраска которых обусловлена различными соединениями железа, спор и пыльцы не содержат.

6. Остракоды. Наиболее часто в красноцветных породах верхней перми встречаются остракоды.

Существующую методику изучения остракод необходимо изменить. Эти изменения требуется ввести в самой начальной стадии—с отбора образцов. Ввиду того, что раковинки остракод различимы простым глазом или с помощью лупы, их следует искать так же, как обычную макрофауну. При осмотре слоев в обнажении или керна можно отбирать для отмывки

образцы, заведомо содержащие микрофауну остракод. Стоит лишь внимательно просматривать как можно больше поверхностей скола или напластования пород.

Замечено, что остракоды распределены по разрезу неравномерно. Как правило, они приурочены к тонким прослоям глин, аргиллитов, глинистых алевролитов и глинистых известняков, образующих переслаивание в разрезе. Чаще всего скопления раковин остракод наблюдаются там, где в породах встречаются тонкие линзы и присыпки песчано-алевритового материала, содержащего примесь растительного детрита. Чистые тонкие разности аргиллитов и глин содержат остракоды реже, а крупнозернистые песчаники вовсе их лишены.

Очень часто в небольшом прослое аргиллитов или глин можно встретить небольшое гнездо, в котором так много остракод, что ими можно заполнить несколько камер. Поэтому при отборе образцов на микрофауну из обнажений или керн необходимо избегать механическое поинтервальное взятие проб через строго определенный интервал. В таком случае возможен пропуск образца, содержащего микрофауну и отбор заведомо пустой породы. Отбор механический, вслепую, рассчитан на случайную удачу. Предварительный осмотр образцов на месте их отбора позволит значительно сократить количество пустых проб и тем самым повысит эффективность микрофаунистических исследований.

В первые годы полевых работ мы отбирали образцы на микрофауны «вслепую». Из нескольких сот образцов только в нескольких десятках оказалась микрофауна. И только после предварительного просмотра проб мы получили совершенно иное соотношение образцов с микрофауной и пустых. При этом были случаи дробления, порчи микрофауны при механической обработке. А это, в свою очередь, заставило нас задуматься над методикой отмучивания и искать новых путей, исключающих разрушения раковин.

Микропалеонтологические исследования при обычной обработке образцов пород давали только отрицательные результаты. Отсюда появилось мнение, что в верхнепермскую эпоху в Актюбинском Приуралье существовали неблагоприятные условия для обитания остракод. В настоящее время, как уже указывалось выше, остракоды обнаружены во всех литологических разностях, кроме песчаников, и по всему разрезу верхней перми. В НИИ Геологии СГУ применялась следующая методика обработки пород.

а) Глины, без предварительного дробления, заливались пергидролью до полной дезинтеграции, затем осторожно отмывались струей воды, поскольку в глинах обычно содержатся хрупкие легко разрушаемые створки остракод. По этой же причине не рекомендуется растирать породу руками.

б) Аргиллиты и алевролиты, предварительно раздроблен-

ные на мелкие кусочки (2—3 см), также заливались пергидролью до полной дезинтеграции, а затем отмывались водой. Если образец дезинтегрируется неполностью, то его следует прокипятить с кальцинированной содой. В отдельных случаях на особенно крепкие разности алевролитов и аргиллитов пергидроль не действует. В таком случае, после обработки H_2O_2 , образец необходимо прокалить в муфельной печи при температуре 300—400°C и быстро охладить. Дальнейшее разрушение породы производится с помощью глауберовой соли или гипосульфита. Для этого породу нужно засыпать так, чтобы были покрыты все кусочки, нагревать до расплавления соли, не допуская кипения и быстро охлаждать до превращения соли в кристаллическое состояние. Эта операция повторяется до полной дезинтеграции образца.

Известняки обрабатывались нами двумя способами: прокаливанием и обработкой уксусной кислотой.

1. Способ прокаливания. Предварительно раздробленный известняк помещался в муфельную печь, нагревался «до красна» и быстро охлаждался. Лучше всего охлаждать в большой фарфоровой ступке и легкими ударами пестика продолжать разрушение породы. Прокаливание и охлаждение повторять до полной дезинтеграции. После каждого охлаждения полученный мелкий осадок отсеивался в отдельный тигель и в муфельной печи больше не нагревался. После прокаливания полученный мелкий порошок обрабатывался глауберовой солью, как указывалось выше для аргиллитов.

2. Способ обработки уксусной кислотой. Предварительно раздробленный образец заливался уксусной кислотой на несколько дней, а затем отмывался водой. Следует обратить внимание на некоторые моменты. Положительной стороной этого метода является то, что он намного проще и не требует большой затраты труда. Однако, в некоторых разностях известняков остракоды оказываются изъеденными кислотой, что затрудняет их изучение. Рекомендуются этим способом обрабатывать только сильно глинистые разности известняков.

В качестве иллюстрации результатов применения указанной методики отбора и обработки образцов ниже приведена схема местонахождений фауны и флоры из верхнепермских отложений Актюбинского и Оренбургского Приуралья (рис. 1, 2).

Немаловажное значение при изучении верхнепермских отложений имеет методика камеральной обработки образцов для минералого-геохимического анализа.

Всестороннее минералого-геохимическое исследование пород, вмещающих органические остатки, позволяет восстановить условия осадконакопления и выяснить влияние изменения физико-химической обстановки на комплексы организмов.

Верхнепермские породы восточной части Предуральяского

прогиба очень крепкие, плотные, в известной степени метаморфизованные, поэтому без предварительной дезинтеграции невозможно проведение многих анализов. С этой целью каждый образец песчаника, алевролита и аргиллита навеской в 200 г (лучше в 400 г) дробился на кусочки, размер которых не превышал 1—2 см, и дезинтегрировался пергидролью.

Затем каждый образец последовательно подвергался исследованию по нижеследующей схеме, предложенной В. А. Гуцаки.

1. Выделение глинистой фракции. Определение весового и

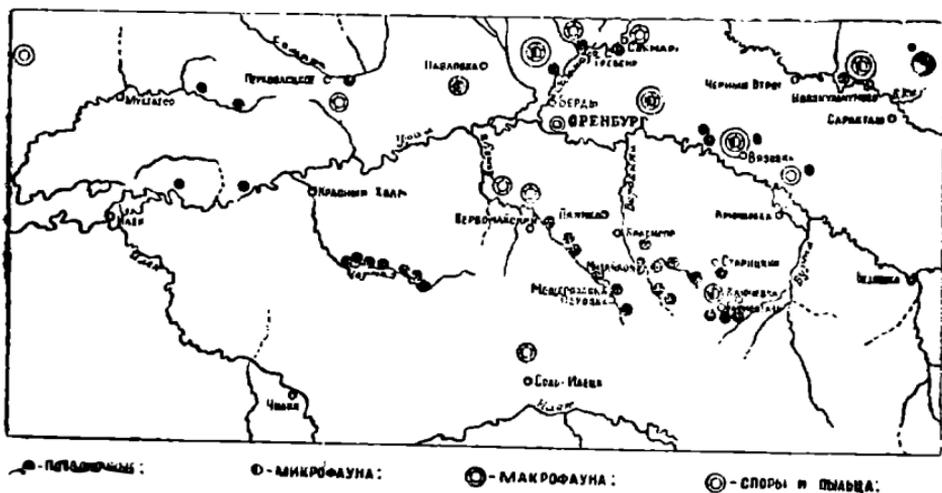


Рис. 1. Карта местонахождений фауны и флоры в пермских и триасовых отложениях южной части Оренбургского Приуралья. (Составил В. А. Гаряинов, 1962).

процентного содержания глинистых частиц взвешиванием породы до и после отмучивания.

2. Отбор микрофауны под биноклем во фракции $>0,01$ мм.

3. Определение весового и процентного содержания карбонатных частиц путем обработки 10% HCl с подогревом до полного растворения кальцита и доломита. Получение солянокислотной вытяжки.

4. Механический анализ терригенной части породы мокрым ситовым методом с последующим разделением каждой фракции тяжелыми жидкостями.

5. Минералогические исследования всех размерных фракций с пересчетом содержания минералов на 1 м^3 породы.

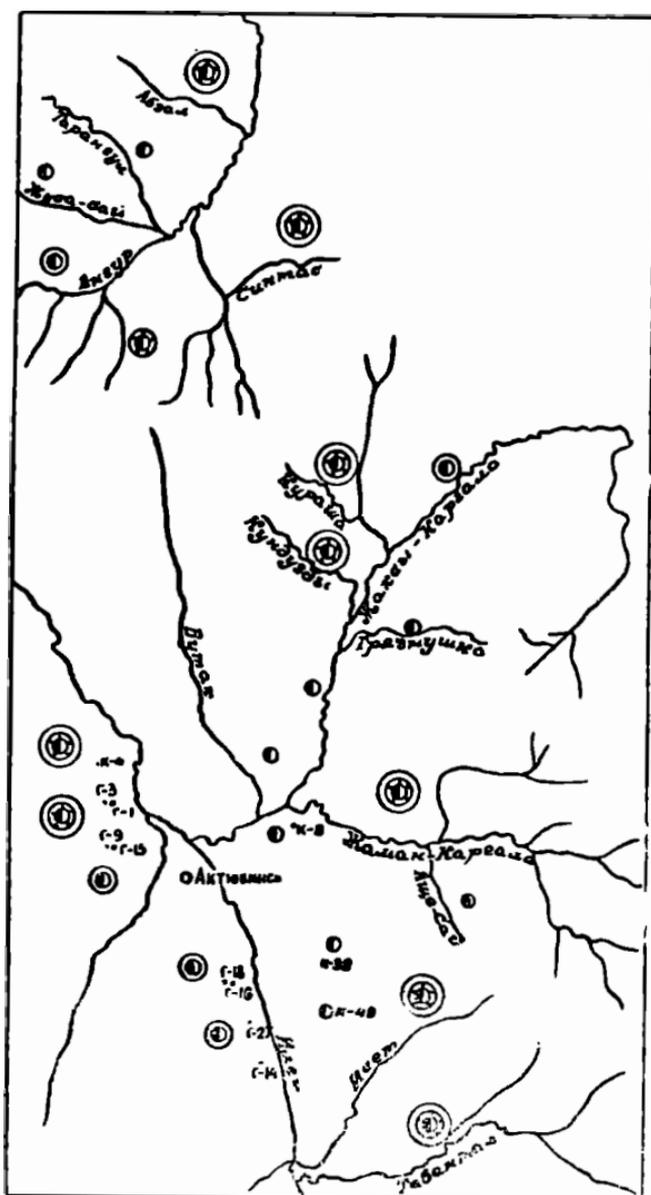
6. Спектральные исследования: а) валовые, б) по фракциям механического состава, в) определение редких щелочей в глинистой фракции и в солянокислотной вытяжке.

7. Термические исследования глинистой фракции до и после обработки соляной кислотой.

8. Рентгеноструктурные исследования глинистой фракции.

Проведение лабораторных исследований по рекомендуемой методике дает ряд преимуществ.

Резко сокращается количество анализируемых образцов, и время на их обработку, поскольку один и тот же образец проходит последовательно все виды анализов.



● - МИКРОФАУНА; ◐ - МАКРОФАУНА; ◑ - СПОРА И ПЫЛЦА.

Рис. 2. Схема местонахождений фауны и флоры в Верхиспермских отложениях Актыбинского Приуралья.

(Составила В. В. Лиятова, 1962 г.).

Каждый образец определенного вида породы получает всестороннюю характеристику, что дает прекрасный материал для стратиграфического расчленения и корреляции изучаемых толщ по изменению минералогического и гранулометрического состава, содержанию микроэлементов и карбонатности пород по разрезу.

Исследование минералогического состава пород совместно с изучением галечного материала, дает необходимые сведения о питающих провинциях.

Спектральный анализ солянокислотной вытяжки позволит судить о микроэлементах, связанных с хемогенной частью породы и входящих в комплекс поглощенных оснований глины. Это дает богатый материал для выяснения характера миграции элементов и физико-химических условий седиментации осадка.

Определение содержания щелочей позволит косвенно, вместе с рентгеноструктурным и термическим анализами, выявить степень совершенства кристаллической решетки минералов глин, а также тип и интенсивность выветривания в областях питающей провинции.

Изучение а) аутигенных минералов, являющихся, как известно, показателем среды осадконакопления, б) глинистых минералов — тонких индикаторов физико-химической обстановки бассейна, в) элементарного состава пород, концентрации водородных ионов, а также отношение $\frac{Sr}{Ba}$ $\frac{Na}{K}$ и

др., позволяющих восстановить соленость бассейна, окислительную или восстановительную, кислую или щелочную среду осадконакопления и т. д.. То есть комплексное исследование породы дает возможность воссоздать физико-географическую обстановку и эволюцию бассейна, а также изменение физико-химических условий во времени и в пространстве.

Это в свою очередь позволит проследить изменение среды обитания организма, на фоне которого будут проанализированы изменения в составе фауны. В результате тесного изучения взаимосвязи организма и среды выявятся как руководящие формы, строго приуроченные к определенному отрезку времени, и формы более широкого вертикального распределения, появление которых в разрезе связано с периодическим восстановлением сходных физико-химических условий бассейна. Все это дает возможность диалектически подойти к вопросу биостратиграфии верхнего отдела пермской системы и решить, наконец, эту сложную проблему.

Рекомендуемая методика и тот круг вопросов, который может быть решен при использовании данных анализов, позволит геологам однозначно и объективно решить вопросы стратиграфии и геологической истории верхней перми — одной из наиболее неясных эпох в истории Земли.

Литература

Гаряинов В. А., Очев В. Г. Каталог местонахождений позвоночных в пермских и триасовых отложениях Оренбургского Приуралья и юга Общего Сырта. Изд. СГУ, 1962.

Ефремов И. А. Руководство для поисков остатков позвоночных в палеозойских континентальных толщах Сибири. Изд. АН СССР, 1951.

Муравьев И. С., Игнатьев В. И., Селивановский Б. В. Об остатках наземных позвоночных из пестроцветных отложений севера Кировской области. ДАН СССР, т. ХСІ, № 3, 1954.

Новожилов Н. И. Наставления по поискам и сбору ископаемых листоногих ракообразных. Изд. АН СССР, 1953.

Халфил Л. Л. Пластинчатожаберные моллюски угленосных отложений Кузбасса. Тр. Горно-геол. ин-та, вып. 9, 1950.

В. В. ЛИПАТОВА

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АКТЮБИНСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Стратиграфия верхней перми Актюбинского Приуралья до недавнего времени была изучена весьма слабо. Понимание объема свит, выделенных по литологическому принципу, и увязка их между собой делались каждым геологом-съемщиком произвольно, и по существу обоснованной стратиграфической схемы верхней перми не существовало.

В течение последних лет партией НИИ геологии СГУ проводилось комплексное исследование верхнепермских отложений Актюбинского Приуралья. Палеонтологический материал, собранный в доселе «немой» красноцветной толще, оказался обильным. Многочисленные пеллециподы, остракоды, споры и пыльца, а также брахиоподы, гастроподы, листовая флора позволили выделить в мощной толще красноцветных пород Актюбинского Приуралья казанский и татарский ярусы, каждый в составе двух подъярусов.

Спорово-пыльцевые комплексы в рассматриваемом районе обнаружены по всему разрезу верхнего отдела пермской системы. Они приурочены к тонким (до 0,1—0,2 м) прослоям песчаников, аргиллитов и алевролитов, окрашенных лишь в серый цвет. Породы, цвет которых обусловлен присутствием различных соединений железа (красноватые, голубоватые, зеленоватые) спор и пыльцы не содержат.

Нижнеказанский спорово-пыльцевой комплекс состоит из пыльцы хвойных растений (43—56%), среди которых преобладают зерна с ребристым телом, пыльцы типа пыльцы вельвичиевых—*Vittatina* Lub. (30—42%) и многочисленных спор (10—15%), особенно спор хвощевых растений. Пыльца кордаитов, столь характерная для кунгурских отложений, где ее содержание достигает 15—20% (С. Р. Самойлович., 1953), здесь встречается в виде единичных зерен, редко составляя 1% от общего количества зерен.

Аналогичный комплекс отмечается М. А. Седовой (1953) в морских нижнеказанских отложениях севера Русской платформы. Ею также отмечается значительное содержание в нижнеказанских отложениях пыльцы *Vittatina* Lub., достигающей 70—90%. Характерной особенностью нижнеказанского комплекса, по ее мнению, является также преобладание пыльцы с ребристым телом, принадлежащим различным родам хвойных растений.

Верхнеказанский комплекс спор и пыльцы более разнообразен. Он представлен пыльцевыми зернами голосеменных растений (хвойных (10—55%), гинкговых, беннеттитовых (0,5—2%), кордаитов (0,5—3%), ребристой пылью *Vittatina* Lub. (2—10%) и спорами папоротникообразных (45—80%).

Наибольшим разнообразием состава отличается пыльца хвойных. Среди них можно встретить пыльцевые зерна с зачаточными воздушными мешками *Coniferites nudus* Lub., с воздушными мешками вокруг тела—*Lebachia*, с хорошо дифференцированными мешками. Последние имеют черты сходства в своей морфологии с пылью современных представителей сем. Podocarpaceae и Pinaceae. Пыльцевые зерна последних часто имеют ребристую структуру тела, очень характерную для пыльцы из верхнепермских отложений. Все формы хвойных имеют небольшие размеры и очень мелкую сетчатую структуру на воздушных мешках.

Очень разнообразны споры папоротникообразных растений. Среди них встречаются гладкие, шиповатые и бугорчатые формы, с оторочкой и без оторочки. Особенно преобладают споры с трехлучевой щелью разverzания, без оторочки, с бугорчатой или шиповатой скульптурой экзины. Большинство из них очень напоминают формы, сходные со спорами ныне живущих растений типа Licopsida, плауновидные, включающие сем. Selaginellaceae и типа Pteropsida—папоротниковидные. Среди последних наиболее распространены споры из сем. Osmundaceae, значительно реже встречаются споры сем. Marattiaceae, Matoniaceae, Hymenophyllaceae. Большое место в спектре принадлежит спорам хвощей. Кроме того, встречаются споры, систематическая принадлежность которых до сих пор остается невыясненной.

В большинстве изученных образцов в спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры (60—80%). Значительно реже были отмечены образцы, где основная роль в спорово-пыльцевом спектре принадлежит пыльце хвойных растений. Однако и в этом случае споры встречаются в достаточно большом количестве, на основании чего, даже при беглом просмотре препаратов, можно легко отличить казанские отложения от кунгурских и, как мы увидим выше, от татарских отложений.

Аналогичный спорово-пыльцевой комплекс обнаружен

М. А. Седовой (1953) в морских верхнеказанских отложениях севера Русской платформы.

Нижнетатарский спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений, среди которых наиболее распространены зерна хвойных. Последние исключительно разнообразны как в родовом, так и в видовом отношениях.

Среди пыльцы хвойных наблюдаются группы, морфологические особенности которых сближают их с пыльцой различных хвойных растений, а именно р. *Pinus* подрода *Harpoxylon* и *Diploxylon*, *Podocarpus*, *Abies*. Кроме того, в описываемом комплексе были встречены ребристые формы хвойных, среди которых, согласно М. А. Седовой (1956), были выделены рода *Striatoabiepites*, *Striatopinites*, *Striatopiceites*. Наибольшим распространением пользуются пыльцевые зерна *Protodiploxypinus* и *Protoharpoxypinus*. Пыльца *Protopodocarpus* встречается очень редко.

Кроме высокоорганизованных форм, в незначительном количестве отмечается пыльца архаичных хвойных, имеющая или два слабо выраженных воздушных мешка (*Coniferites nudus* Lub.), или один, объемлющий все тело (род *Florinites* и *Lebachia*). Последние особенно приурочены к низам яруса. Содержание их здесь значительно выше, чем в казанском комплексе. Вверх по разрезу количество их сокращается до единичных зерен. Пыльца *Coniferites nudus* Lub. в нижнетатарском спорово-пыльцевом комплексе наблюдается значительно реже, чем в казанском. Все зерна нижнетатарских хвойных отличаются более крупными размерами по сравнению с казанскими. Хотя вообще размеры зерен и не являются систематическим признаком, однако преобладание крупных форм в рассматриваемых отложениях невольно обращает на себя внимание.

Характерной особенностью пыльцевых зерен хвойных нижнетатарского комплекса является наличие большого количества тяжей на экзине тела. Тяжи очень разнообразны как по величине, так и по конфигурации, и располагаются в продольном и поперечном направлениях. Интересно отметить, что тяжи наблюдаются не только у хвойных, но и у пыльцевых зерен остальных голосеменных растений, что свидетельствует, видимо, о специфичности условий обитания растительности.

Споры папоротникообразных, занимающие исключительно большое место в казанском пыльцевом спектре, здесь встречаются крайне редко. Бугорчатые и шиповатые формы, столь распространенные в казанских отложениях, вообще отсутствуют. Среди спор наиболее характерной формой является *Zonotriletes procumbens* Lub., которая в ниже- и вышележащих отложениях наблюдается довольно редко.

Большую роль в спорово-пыльцевом спектре играет пыльца типа вельвичиевых. В отдельных случаях содержание *Vittatina* Lub. достигает 30—34%, в среднем составляя 15—20%. По сравнению с казанским комплексом пыльца этого рода отличается большим видовым разнообразием. Вместе с тем, в рассматриваемых отложениях наблюдается некоторое увеличение содержания пыльцы гинкговых, однако существенной роли в нижнетатарском пыльцевом спектре они еще не играют. В среднем количество их колеблется от 1 до 3%, в редких случаях достигая 7%.

Верхнетатарский спорово-пыльцевой комплекс состоит из тех же систематических групп растений, что и нижнетатарский, однако соотношение их иное. Здесь отмечается резкое увеличение количества пыльцевых зерен гинкговых или цикадофитов, содержание которых колеблется от 30 до 41%, реже составляет 17% и лишь в единичных случаях равно 5%. Примерно в равном количестве или несколько превышая встречается пыльца хвойных (38—60%). В составе хвойных также наблюдаются значительные изменения. Если в нижнетатарских отложениях преобладали пыльцевые зерна, сходные с пыльцой сем. Pinaceae р.р. *Pinus*, *Picea* и *Abies*, то в верхнетатарском подъярусе наиболее многочисленной является пыльца *Protopodocarpus* и *Striatopodocarpites*, сходные с пыльцой современных представителей сем. Podocarpaceae. Во многих образцах их содержание составляет 34% от общего количества спор и пыльцы. М. А. Седовой (1953) для верхней части татарского яруса северных районов Русской платформы также указывается на повышенное содержание пыльцы из сем. Podocarpaceae.

В большом количестве в рассматриваемом комплексе встречается пыльца *Vittatina* Lub., видовой состав которой на протяжении верхнепермской эпохи почти не претерпел каких-либо изменений. Подчиненное значение в верхнетатарском комплексе имеет пыльца *Cordaitina*.

Споры не играют существенной роли в пыльцевом спектре. Они составляют всего от 3 до 7%. Одновременно с сокращением количества наблюдается изменение и обеднение их состава.

Наиболее распространенной формой является *Zonotriletes* *verus* Sadkova, которая в нижележащих отложениях встречается очень редко. Среди спор появляются зерна, очень похожие на современных представителей сем. Polypodiaceae. Бугорчатые и шиповатые споры здесь отсутствуют.

Своеобразие спорово-пыльцевых комплексов из верхнепермских отложений позволяет на основании палинологического анализа расчленять эти толщи не только на ярусы, но и на более дробные стратиграфические единицы. Особенно большое значение это имеет для районов, где красноцветные породы фаунистически охарактеризованы слабо.

Литература

1. Самойлович С. Р. Споры и пыльца из пермских отложений Чердынского и Актюбинского Приуралья. Палеоботанический сб., Госгеолтехиздат, 1953.

2. Зоричева А. И. и Седова М. А. Спорно-пыльцевые комплексы верхнепермских отложений некоторых районов севера Европейской части СССР. Госгеолтехиздат, 1954.

В. В. ЛИПАТОВА, Е. С. ТАЛЬНОВ

К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКАХ СНОСА В ТАТАРСКИЙ ВЕК В ПРЕДЕЛАХ АКТЮБИНСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Татарский ярус в пределах Актюбинского Приуралья имеет очень широкое распространение. Это мощная, свыше 3000 м толща песчаников, аргиллитов и алевролитов, ритмично чередующихся в разрезе, с многочисленными мало-мощными прослоями известняков, приуроченных, главным образом, к нижнетатарскому подъярису. Существенное место в строении яруса занимают конгломераты. Они хорошо выражены в рельефе, образуя линейновытянутые куэстообразные гряды.

Наиболее многочисленны прослой конгломератов в верхнетатарском подъярису. По направлению на запад количество их заметно сокращается, и западнее меридиана г. Актюбинска они в большинстве случаев замещаются песчаниками. Конгломераты залегают либо в виде крупных выдержанных по простиранию плит (мощностью до 5 м), либо образуют незначительные по площади линзы, гнезда, скопления. По составу среди них различают полимиктовые и олигомиктовые, причем первые преобладают. Олигомиктовые конгломераты состоят в основном из мелких галек аргиллита, сцементированных песчаным материалом. Встречаются они редко в виде незначительных по мощности и размерам линз в толще песчаника.

подавляющее большинство конгломератов имеет сложный состав. В состав галечного материала входят гальки известняка, кварца, туфа, порфирита, дацита, роговика, песчаника, гранита. Конгломераты мелко- и крупногалечниковые, гальки преобладают над цементом. В основном, гальки средней окатанности, лишь известняки отличаются хорошо окатанной формой. Заполняющее вещество — песчаник желто-бурый, известняково-полимиктовый. Цемент — железисто-известковистый.

Изучение конгломератов на большой площади в Актюбинском Приуралье, тщательное прослеживание изменения состава галечного материала как по разрезу, так и по простиранию позволило сделать следующие выводы:

1. Основная масса галечного материала принадлежит известнякам и кремнистым породам. В сумме они нередко составляют 95—99% всего обломочного материала. По мнению И. Н. Орловой (1962), изучавшей фауну из галек известняков, возраст их определяется как нижнекаменноугольный. Нижнекаменноугольные образования в виде меридионально вытянутой полосы прослеживаются непосредственно восточнее площади распространения пермских образований. Вслед за нижнекаменноугольными следует полоса верхнедевонских отложений, среди которых преобладают кремнистые образования, аналогичные таковым из терригенного материала татарских конгломератов. В пермский период естественно ожидать более широкое распространение верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, давших основную массу терригенного материала.

2. В составе обломочного материала большое место занимают породы, обязанные своим происхождением различным отделам девона (порфириды с пилотакситовой структурой, биотитовые порфириды, кислые эффузивы, кремнисто-радиolarиевые образования верхнего девона). В то же время почти полностью отсутствуют типичные представители допалеозойских, а также кембрийских и в некоторой степени силурийских образований. Кислые эффузивы древнего облика характерны лишь для разреза северных частей Актюбинского Приуралья и своим происхождением обязаны нижнесилурийским отложениям Южного Урала. Здесь же в значительном количестве появляются гальки яшм из коренных образований силурийского возраста, а также кварцитов, предположительно допалеозойского возраста.

Рассмотренные факты свидетельствуют о том, что в пермский период поверхность размыта слагалась девонскими и каменноугольными породами, перекрывающими допалеозойские и нижнепалеозойские. Очевидно, в пределах областей, служащих источником терригенного материала для северных разрезов (Ю. Урал, сев. часть Сев. Мугоджар) в верхнепермскую эпоху мы имеем более глубокий эрозионный срез, открывающий нижнепалеозойские и допалеозойские образования, что хорошо видно по появлению в составе конгломератов заметных количеств галек кислых эффузивов силура, яшм, кварцитов.

3. Отмечается определенная закономерность в распределении гранитных галек по площади. Если на севере (басс. р. Киялы-Буртя) и на юге (басс. р. Табантал) гранитная галька по составу в большей степени родственна кислым ин-

трузивным комплексам герцинского возраста, то в пределах центральных участков (басс. р. Жаксы-Каргала) состав рассматриваемых галек указывает на их происхождение за счет размыва каледонских интрузивов. Такая же закономерность характерна и для распределения коренных выходов гранитоидов в Северных Мугоджарах и на Южном Урале.

4. В составе татарских конгломератов отсутствует обломочный материал из крупного Кемпирсайского серпентинитового массива. Однако, судя по минералогическому анализу песчаников и алевролитов татарского возраста, в их составе в значительном количестве находится пикотит. Это служит основанием для предположения о том, что в татарский век массив служил областью сноса, но вследствие слабой устойчивости серпентинитов в условиях переноса водными потоками обломки их не достигали области осадконакопления.

Таким образом, состав галечного материала в конгломератах татарского яруса указывает на снос его с Северных Мугоджар и частично (для северных районов) с Южного Урала.

Г. В. КУЛЕВА

К ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ВЕРХНЕТАТАРСКОГО ПОДЪЯРУСА ОРЕНБУРГСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Пестроцветные отложения татарского возраста пользуются на территории Оренбургского Приуралья повсеместным распространением и характеризуются довольно сложным литологическим составом. Стратиграфическое подразделение их до последнего времени проводилось в основном по литологическим признакам и не подкреплялось палеонтологическими данными, причем исследователи нередко ссылались на полное отсутствие фауны. Впервые это мнение было опровергнуто работами В. А. Гаряинова [2, 3], обнаружившего в татарских отложениях Оренбургского Приуралья фауну пелеципод, гастропод, филлопод, остракод и позвоночных. Благодаря его исследованиям, татарский ярус данной территории получил палеонтологическую характеристику по нескольким группам органических остатков, среди которых в целях стратиграфического расчленения были в основном использованы остракоды.

Двустворчатые моллюски, наряду с остракодами, часто встречаются в татарских отложениях Оренбургского Приуралья. Их стратиграфическое значение, ранее опровергнутое большинством исследователей, в настоящее время убедительно доказано [4] работами А. К. Гусева в Горьковско-Казанском Поволжье. Изучение фауны пелеципод из татарских отложений Оренбургского Приуралья еще раз подтвердило возможность ее использования при стратиграфических построениях. Привлечение эколого-тафономических и биогеографических признаков, наряду с критериями систематического и филогенетического порядка, дало возможность выделить среди пелеципод ряд фаунистических комплексов, одни из которых являются местными, а другие — имеют межрегиональное значение. Полученные данные позволили дать бо-

лее полное палеонтологическое обоснование стратиграфических подразделений яруса.

В настоящей статье приводятся результаты изучения пелеципод из пород малокинельской свиты, наиболее широко развитых в пределах Оренбургского Приуралья. Выходы их на поверхность имеются в правобережной части долины р. Урал — по р. Сакмара и ее притокам, в левобережной — по р. Донгуз, а также на междуречье рр. Урала и Сакмары. Свита представлена песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями мергелей и известняков; мощность ее достигает 200 м. В составе пелеципод малокинельской свиты присутствуют палеомутелы, палеанодонты, антраконайи, олигодонтеллы, опокиеллы.

В составе фауны двустворчатых моллюсков малокинельской свиты выделено три фаунистических комплекса — доскинский, северодвинский и вязовский, каждый из которых характеризуется своими эколого-тафономическими особенностями.

Доскинский фаунистический комплекс

Сообщество пелеципод доскинского типа состоит почти исключительно из палеомутел—*Palaeomutela verneuili* Amal., *P. solenoides* Amal., *P. subparallela* Amal., *Palaeomutela trapezoidalis* Amal., *Palaeonodonta concavocarinata* (Nech.).

Подобный видовой состав выдерживается во всех местонахождениях. По преобладанию вида *P. verneuili* ассоциация пелеципод подобного типа может быть названа сообществом *Palaeomutela verneuili*. Как правило, оно бывает приурочено к нижней части свиты, к двадцатиметровой пачке бурых косослоистых грубозернистых песчаников, в состав которых входят линзы конгломератов, состоящих из мелких галек местных пород—песчаников, глин и аргиллитов, цементированных песчаным материалом.

Раковины пелеципод присутствуют и в песчаниках, и в конгломератах в большом количестве, местами они переполняют породу. Преобладают целые раковины с раскрытыми или сомкнутыми створками, отдельных створок очень мало. Как правило, раковины лучше сохраняются в более крепких разностях песчаников и конгломератов, цвет их обычно розовато-белый, желтоватый. Для всех тафоценозов характерны формы различной величины — от 1,0 см до 3—5 см, но преобладают крупные раковины в 2,5—3,0 см длиной.

Присутствие в тафоценозах разновозрастных раковин с неразделенными створками, их неокатанность—все это свидетельствует о захоронении пелеципод в пределах биотопа. Они обитали на песчаных грунтах в многочисленных речных погоках с довольно сильными течениями. Накопление отложений и, следовательно, захоронение органических остатков, проис-

ходило быстро. На это указывают текстурные признаки пород, вмещающих фауну, расположение и сохранность раковин.

В систематическом отношении и по своим эколого-фаунальным признакам сообщества пелеципод *Palaeomutela vegneuii* обнаруживают очень близкое сходство с доскинской группировкой двустворчаток, выделенной А. К. Гусевым [4], вместе с так называемой цивильской фауной в северодвинском горизонте Горьковско-Казанского Поволжья.

Впервые пелециподы этого облика были указаны В. П. Амалицким [1] в песчаниках «горизонта Д» у с. Доскино, на правом берегу р. Оки. Им было отмечено, что фауна «горизонта Д» имеет сходство с более древними пелециподами «горизонта песчаных линз». В связи с этим «горизонту Д» последующими исследователями [5, 6] придавался то нижнетатарский, то верхнетатарский возраст. А. К. Гусев на основании изучения пелеципод пришел к выводу, что «горизонт Д» должен быть отнесен к третьей свите, т. е. к низам северодвинского горизонта. Сходство описанного нами сообщества пелеципод из низов малокинельской свиты с доскинской группировкой Горьковско-Казанского Поволжья служит, на наш взгляд, во-первых, еще одним доказательством верхнетатарского возраста «горизонта Д» В. П. Амалицкого, а во-вторых, позволяет с достаточным основанием сопоставлять малокинельскую свиту Оренбургского Приуралья, именно ее нижнюю часть, с низами северодвинского горизонта Горьковско-Казанского Поволжья. Типичные местонахождения пелеципод доскинского облика в Оренбургском Приуралье наблюдаются по р. Донгуз.

Вязовский фаунистический комплекс.

Вязовский комплекс пелеципод из татарских отложений Оренбургского Приуралья своеобразен. Характерной особенностью этого сообщества является то, что в его составе основное значение принадлежит антраконайям и палеомутелам, помимо которых присутствуют еще некоторые палеанодонты. В сообщество входят: *P. sambulacovi kuleva* (in litt.), *P. novoculchumica kuleva* (in litt.), *Anthraconaia chuvashica Gusev*, *Palaeonodonta uralica kuleva* (in litt.), *P. olli kuleva* (in litt.).

Остатки пелеципод приурочены к красновато-бурым известковистым глинам, содержащим включения гравийно-галечного материала глинисто-карбонатного состава, гнезда крупнозернистого песка. В породе пелециподы скоплений не образуют, но встречаются очень часто. Основную часть остатков составляют внутренние ядра, иногда с частично сохранившимся раковинным веществом в виде тонкой белесоватой пленочки. Только у нескольких форм сохранились тонкие хрупкие полупрозрачные раковинки, частично разрушенные.

Пелециподы представлены как отдельными разрозненными створками, так и целыми раковинами (ядрами) с сомкнутыми или полуоткрытыми створками. Следов окатанности не наблюдается. Во всех местонахождениях присутствуют разновозрастные особи. Все указанные признаки указывают на захоронение пелеципод в пределах биотопа.

В слоях, содержащих пелеципод, встречены также остатки позвоночных и остракод. Неполный скелет дицинодонта найден в овраге Вязовском у с. Вязовки, отдельные части скелета батрахозавра *Steniosuchus* sp. у горы Самбулак близ с. Новокульчумово. Среди остракод преобладают виды *Darvinula inopnata* и *Darvinula inopnata* var. *mafra*.

В стратиграфическом отношении вязовский комплекс, так же как и северодвинский, характеризует верхние слои малокинельской свиты, сопоставляемой с северодвинским горизонтом Горьковско-Казанского Поволжья.

Типичные местонахождения вязовского пелециподового комплекса наблюдаются по правому берегу рр. Урала (Вязовский овраг, по имени которого названо данное сообщество) и Сакмары (г. Самбулак).

Северодвинский фаунистический комплекс

В северодвинском комплексе пелеципод различаются две экологические группы. В первую входят исключительно палеомутелы: *Palaeomutela obliqua* Amal., *P. keyserlingi* Amal., *P. rectangularis* Amal., *P. inostranzevi* Amal., *P. ovalis* Amal. Более разнообразен состав второй группы. Кроме палеомутел, в ней присутствуют олигодонтеллы, палеанодонты, опокиеллы: *Palaeomutela murchisoni* Amal., *P. convexocarinata* (Nech.), *Palaeonodonta fischeri* (Amal.), *P. okensis* (Amal.), *Oligodontella geinitzi* (Amal.). *Opokiella ignatjevi* Gusev, *Op. kartaschovi* kul. (in litt.). В целом для сообщества пелеципод северодвинского типа на территории Оренбургского Приуралья характерно следующее:

1. В литологическом отношении они сопровождают невыдержанный комплекс отложений в верхней части малокинельской свиты и приурочены главным образом к глинисто-песчаным породам.

2. В каждом местонахождении содержится большое количество целых раковин и отдельных створок с хорошо сохранившимся замком в алевролитах и глинистых конгломератах (1-я экологическая группа) и ядер с частично сохранившейся раковиной в песчаниках (2-я экологическая группа).

3. Органические остатки во всех захоронениях переотложены, но перемещение фауны было незначительным.

4. Как правило, сообщества пелеципод сопровождаются гастроподами, остракодами, остатками позвоночных.

Систематический состав пелециподовых группировок этого типа близок не только в родовом, но и в видовом отношении

северодвинской фауне, выделенной А. К. Гусевым в верхней части северодвинского горизонта (IV свита) Горьковско-Казанского Поволжья.

Близкое сходство обнаруживается и при сравнении эколого-тафономических особенностей комплексов. Все это дает основание сопоставлять верхние слои малокинельской свиты Оренбургского Приуралья с верхней частью северодвинского горизонта—IV свитой татарского яруса Горьковско-Казанского Поволжья.

Типичные местонахождения пелеципод северодвинского облика имеются на правом берегу р. Сакмары, ниже д. Новокульчумово, и по р. Урал у д. Вязовка.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы

1. В породах малокинельской свиты на территории Оренбургского Приуралья выделено три фаунистических комплекса пелеципод—доскинский, вязовский и северодвинский.

2. Доскинский комплекс аналогичен фауне пелеципод из низов северодвинского горизонта Горьковско-Казанского Поволжья, а северодвинский—фауне двустворок из его верхней части. Вязовский фаунистический комплекс является местным, он характерен для верхних слоев малокинельской свиты.

3. В целом малокинельская свита татарского яруса Оренбургского Приуралья на основании изучения фауны двустворчатых моллюсков сопоставляется с северодвинским горизонтом Горьковско-Казанского Поволжья.

Литература

1. Ам алицкий В. П. Материалы к познанию фауны пермской системы России, Варшавск. университетские известия, 1892.

2. Гаряинов В. А. Стратиграфия и условия осадконакопления пестроцветных отложений южной части Общего Сырта и Оренбургского Приуралья. Автореферат диссер. на соискание уч. степ. кандидата геолого-минералогических наук, Саратов, 1958.

3. Гаряинов В. А. Татарский ярус юга Общего Сырта и Оренбургского Приуралья. Уч. зап. СГУ, вып. геол., т. 67. 1961.

4. Гусев А. К. Биостратиграфия татарского яруса Горьковско-Казанского Поволжья по фауне пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Автореферат диссер. на соискание уч. степ. кандидата геолого-минералогических наук, Казань, 1955.

5. Казаков М. П. К стратиграфии татарского яруса Горьковско-Казанского Поволжья. Сб. геол. работ, посвящ. памяти акад. И. М. Губкина, 1950.

6. Тихвинская Е. И. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. Уч. зап. КГУ, геол., т. 106, кн. 4. в. 16, 1946.

Э. А. ЯНОЧКИНА

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ МАРГАНЦА В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕПЕРМСКОГО ВОЗРАСТА АКТЮБИНСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Как известно, верхнепермские отложения Актюбинского Приуралья отличаются пестротой литологического состава и фациальной изменчивостью. Автор данной работы ставит перед собой задачу—изучение поведения марганца в нескольких литологических типах пород различных фаций. С этой целью методом спектрального анализа было исследовано 452 образца различных типов пород из континентальных, солоноватоводных и лагунно-континентальных фаций (см. табл. 1).

Таблица 1

Возраст	Фация	Породы			
		песчаники	алевролиты	аргиллиты	известняки
P ₂ t ₂	Континентальные	52	29	10	20
	Солоноватоводные	6	12	—	—
P ₂ t ₁	Солоноватоводные	28	24	26	5
	Солонов. преснов.	48	—	—	68
P ₂ kz	Лагунно-континент.	6	4	5	—
	Солонов.	18	52	25	4

В результате анализа установлено наличие марганца во всех без исключения породах. Средние содержания его колеблются в пределах от $2,15 \times 10^{-2}\%$ до $4,78 \times 10^{-2}\%$. Так как содержания марганца в изучаемых породах по отношению к повторению анализов являются случайной величиной, то для выявления закономерностей его распределения необходимо применение методов математической статистики.

Для правильного выбора статистических критериев необходимо прежде всего проверить, с каким теоретическим зако-

РЕЗУЛЬТАТЫ

проверки гипотезы о нормальном распределении содержания марганца в верхнепермских отложениях Актюбинского Приуралья

Возраст	Фация	П о р о д ы													
		п е с ч а н и к и							а л е в р о л и т ы						
		n	\bar{X}	S^2	$\bar{\gamma}_1$	$\bar{\gamma}_2$	$\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\gamma_1}}$	$\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\gamma_2}}$	n	\bar{X}	S^2	$\bar{\gamma}_1$	$\bar{\gamma}_2$	$\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\gamma_1}}$	$\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\gamma_2}}$
P_2f_2	Континентальные	52	3,85	7,27	0,3	-1,23	0,88	-1,81	29	2,15	2,06	0,44	-1,6	0,9	-1,9
	Солоноватоводные	6	2,9	0,42	-0,007	-0,91	-0,007	-0,46	12	2,56	0,65	0,28	-1,02	0,4	-0,72
P_2f_1	Солоноватоводные	28	3,7	8,28	0,2	-0,1	0,43	-0,11	24	2,97	4,77	0,71	-0,42	1,42	-0,42
	Солоноватоводные и пресноводные	48	3,02	4,74	-1,1	1,14	-1,55								
P_2k_2	Лагунно-континентальные	6	2,82	1,37	-0,73	0,96	-0,73	0,48	4	3,4	1,96	0,12	-2,11	0,1	-0,86
	Солоноватоводные	18	2,29	2,48	-0,38	-1,59	-0,66	-1,38	52	2,5	2,28	0,9	1,11	2,6	1,63

РЕЗУЛЬТАТЫ

проверки гипотезы о нормальном распределении содержаний марганца в верхнепермских отложениях Актюбинского Приуралья

Возраст	Фация	П о р о д ы													
		а р г и л л и т ы							и з в е с т н я к и						
		n	\bar{X}	S^2	$\bar{\gamma}_1$	$\bar{\gamma}_2$	$\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\gamma_1}}$	$\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\gamma_2}}$	n	\bar{X}	S^2	$\bar{\gamma}_1$	$\bar{\gamma}_2$	$\frac{\bar{\gamma}_1}{\sigma_{\gamma_1}}$	$\frac{\bar{\gamma}_2}{\sigma_{\gamma_2}}$
P_{2f_2}	Континентальные	10	2,82	5,62	0,83	-0,4	1,06	-0,26	20	4,78	9,85	-0,36	-2,85	-0,67	-2,43
	Солоноватоводные														
P_{2f_1}	Солоноватоводные	26	3,12	4,33	-0,34	-1	-0,71	-1,04	5	3,34	2,71	-0,57	-1,43	-0,52	-0,65
	Солоноватоводные и пресноводные								68	5,38	4,73	-0,39	-0,79	-1,13	-1,32
P_{2k_2}	Лагунно-континентальные	5	2,88	1,24	-0,38	-1,68	-0,35	-0,76							
	Солоноватоводные	25	2,67	2,01	-0,19	-1,07	-0,39	-1,09	4	4,62	5,14	0,59	-1,79	0,47	-0,72

ном распределения согласуется статистическое распределение изучаемой случайной величины. Нами проверялась гипотеза о согласованности распределения марганца с нормальным законом по асимметрии ($\bar{\gamma}_1$) и эксцессу ($\bar{\gamma}_2$) (Крамер Г 1948). Данные проверки сведены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что все значения отношения $|\bar{\gamma}_1/\sigma_{\gamma_1}|$ и $|\bar{\gamma}_2/\sigma_{\gamma_2}|$ меньше трех, т. е. не превышают допустимого уровня значимости (Крамер Г. 1948), при котором гипотезу о нормальном распределении марганца можно признать подтвердившейся. Таким образом, установлено, что во всех типах пород различного возраста и фаций вид функции распределения один и тот же. Известно (Родионов Д. А. 1961), что в случае согласования с нормальным законом случайная величина представляет собой сумму некоторого числа независимых, приблизительно равновеликих слагаемых. Так как содержание элемента является законченным результатом процесса формирования пород, мы можем говорить о нескольких независимых формах присутствия марганца в осадочных образованиях и, следовательно, о нескольких формах переноса его в процессе формирования отложений. Для этих целей было изучено распределение марганца в гранулометрическом спектре пород. Поведение его в терригенных фракциях меняется по разрезу. Если в казанском ярусе максимум содержания этого элемента падает на фракцию 0,1—0,01, то начиная с татарского времени он сдвигается в более крупный класс 0,25—0,1. Этот сдвиг связан с притоком новых порций терригенного материала в связи с восходящими движениями, происходившими на грани нижне- и верхнетатарского времени.

Разделение терригенных частиц породы на магнитную, электромагнитную и немагнитную фракции и их анализ показал присутствие марганца во всех из них.

Т. к. марганцевых минералов в породах не обнаружено, то, следовательно, в данном случае он присутствует в виде изоморфной примеси в других минералах.

В магнитной фракции он связан с магнетитом, где может замещать как Fe^{2+} , так и Fe^{3+} .

В электромагнитной фракции марганец как изоморфная примесь входит в ильменит, гранаты и эпидот. В немагнитной фракции его присутствие связано со сфеном, ставролитом и апатитом.

Присутствует этот элемент и в глинистой составляющей породы, как адсорбированный, что позволяет говорить о возможности его переноса не только в виде взвесей, но и коллоидов.

Наличие же марганца в карбонатных вытяжках указано.

ет на большую роль в его миграции истинных растворов, где он переносился в виде бикарбоната.

Все вышеописанные формы присутствия марганца (согласно нормальному закону распределения) независимы и примерно равновелики.

Для сопоставления функций распределения одного и того же вида необходимо сопоставить статистические оценки параметров распределения. Статистическими же оценками параметров, характеризующими данное распределение, являются: а) оценка среднего арифметического содержания (\bar{x}); б) оценка среднего квадратичного отклонения содержаний (S^2).

Нами была сделана проверка гипотезы об однородности ряда оценок средних содержаний в различных литологических типах и фациях пород с помощью критерия, аналогичного критерию Стьюдента (t), (Налимов В. В., 1960).

$$t_i = \frac{y_i \sqrt{h_i(N-2)}}{\sqrt{N-n_i-n_i y_i^2}}, \text{ где } y_i = \frac{\bar{x}_i - x_{\text{ген}}}{S_{\text{ген}}}, \text{ а } N = \sum_{i=1}^m n_i$$

Значение \bar{X} и S находятся по формулам:

$$\bar{X}_{\text{ген}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^m n_i \bar{x}_i.$$

$$S_{\text{ген}} = \sqrt{\frac{1}{N-m} \sum_{i=1}^m (n_i-1) S_i^2}$$

где m —количество групп, n_i —количество анализов в группе, \bar{X}_i —среднее арифметическое содержание в группе; S_i^2 —оценка дисперсии содержаний в группе. При значении $t_i < t_{5\%}$ гипотеза об однородности ряда оценок средних считается подтвердившейся.

Проверка однородности рядов оценок средних в различных типах пород, принадлежавших одной и той же фации, показала, что средние содержания надо считать практически равными, не выходящими за пределы случайных отклонений, связанных с неоднородностью распределения элементов в породе. Значит, накопление марганца в отложениях одной и той же фации не зависит от литологических особенностей пород.

Ряды оценок средних содержаний элементов в породах солоноватоводных и лагунно-континентальных осадков также необходимо считать однородными. Следовательно, процессы накопления марганца в отложениях этих фаций идентичны.

Ряды оценок средних содержаний марганца в породах континентальной фации, солоноватоводной и лагунно-континентальной необходимо признать неоднородными, т. к. значение $t > t_{5\%}$ уровня значимости (Кларк Г. 1948). Таким обра-

зом, все литологические типы пород континентальной фации значительно богаче марганцем, чем породы солоноватоводной и лагунно-континентальной фации.

Отсюда следует, что повышенные кларки марганца в отложениях верхнепермского возраста Актюбинского Приуралья возможно ожидать лишь в породах континентальных фаций верхнетатарского подъяруса.

Литература

1. Крамер Г. Математические методы статистики. М., И. Л. 1948.
 2. Липатова В. В., Яночкина З. А., Старожилова Н. Н., Александрова Г. И., Федоровская Л. П. Стратиграфия верхнепермских отложений Актюбинского Приуралья. Фонды ВНИГНИ, 1962.
 3. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, М., 1960.
 4. Родионов Д. А. К вопросу о функциях распределения содержания элементов в изверженных горных породах. ДАН СССР, т. 141, № 3 1961.
-

А. Н. ШИЛКИН

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

Для обширной территории Орского Зауралья можно уверенно говорить о повсеместном проявлении новейших тектонических движений. Последние устанавливаются здесь, прежде всего, по развитию разновозрастных форм поверхности современного рельефа.

О возрасте движений, создавших современный рельеф восточного склона Урала, существует обширная литература с большим количеством доказательств как геологического, так и геоморфологического характера (А. П. Карпинский, 1883; И. М. Крашенинников, 1954; А. В. Хабаков, 1935; К. В. Никифорова, 1948; А. П. Сигов, 1952, 1963 и ряд др.).

Н. И. Архангельский (1955), Сигов (1963) и В. П. Трифонов (1960) полагают, что восточный склон Урала развивался в новейший этап (верхний олигоцен—четвертичный период), испытывая неравномерные поднятия как в виде сводовых, так и в виде глыбовых перемещений.

Наиболее общепринятой точкой зрения является оценка роли дифференцированных неоген-антропогеновых движений земной коры, имеющих основное рельефообразующее значение.

Несмотря на сравнительно большое количество работ, посвященных проблеме неотектонического развития Урала, до сих пор дискуссионными остаются вопросы о возрасте, типе и характере молодых тектонических движений. Наиболее слабо изучена новейшая тектоника Орского Зауралья. Имеется лишь небольшое число работ более узкого порядка, применительно к западным и северным районам Орского Зауралья (К. В. Никифорова, 1948; В. И. Елисеев, 1950; А. П. Сигов, 1952 и др.).

В результате работ по геоморфологическому картированию Орского Зауралья в масштабе 1:200000 установлена закономерность, подтверждающая взгляды А. Л. Яншина

(1948) о том, что «на протяжении всей мезозойской и кайнозойской истории Южного Урала, несмотря на длительные и разнообразные процессы нивелировки рельефа, его крупные синклинали продолжали оставаться депрессиями, а его крупные антиклинали относительно приподнятыми зонами» (стр. 11, 1948). Эту же точку зрения в отношении Орского Зауралья поддерживает А. Д. Наумов (1960), который доказывает связь основных генетических типов рельефа с тектоническими структурами, объясняя их возникновение и развитие направленными движениями земной коры. К этому нужно добавить, что наиболее крупные положительные структуры в течение мезокайнозойской геологической истории подверглись значительной нивелировке. Отрицательные структуры несколько отставали в общем процессе восходящих движений. Поэтому наиболее важным для определения особенностей новейших структур в Орском Зауралье является соотношение их с древними структурами, на основании которых прошла новейшая структурная дифференциация.

Наиболее крупными неотектоническими структурами в Орском Зауралье следует считать: *Урало-Тобольский выступ* и *прогибы Урталым-Орский* на западе, *Притобольский* на востоке, имеющие меридиональное простирание. Более мелкими структурными формами, которые осложняют выступ и прогибы, являются платформенные поднятия — Суундукский, Аниховский, Северо-Мугоджарский и *эрозионно-тектонические депрессии* — Усть-Караганская, Орская, Колчинско-Кваркенская, Бузбиинская, Жетекольская и др. (рис. 1).

Эти структурные формы довольно четко повторяют палеозойский тектонический план. Так, например, Суундукское поднятие возникло на месте древней структуры основания Джабы-Карагайской антиклинальной зоны, Аниховское поднятие планомерно повторяет контуры крупной палеозойской структуры — Адамовской антиклинальной зоны, Северо-Мугоджарское поднятие наследует Джанабайскую антиклинальную зону.

То же можно сказать и о эрозионно-тектонических депрессиях. В согласии с простиранием палеозойских структур находится ложе Орской депрессии, заполненной мезокайнозойскими осадками. Бузбиинская депрессия находится в соответствии с палеозойской Бузбиинской синклиналью. Наследием палеозойских отрицательных тектонических форм (синклиналий, грабен-синклиналий) являются и другие вышеупомянутые депрессии.

Урало-Тобольский выступ возник на месте древней палеозойской структуры — Восточно-Уральского антиклинория.

В пределах неотектонических структур второго порядка (платформенных поднятий, прогибов) отмечаются участки устойчивых локальных поднятий и опусканий. Участки устойчи-

вых в новейшее время локальных поднятий располагаются в осевой части Урало-Тобольского антиклинория и намечают его современную ось. Им соответствуют наиболее высокие отметки поверхности рельефа (380—420 м). Подобные структурные формы, но более позднего заложения характерны и для прогибов.

Очень своеобразны переходные зоны (западная и восточная) от Урало-Тобольского выступа к вышеупомянутым прогибам. На западе, собственно, переходная зона намечается по периферии Урало-Тобольского выступа отрицательными неотектоническими формами — Теренсайской и Домбаровской эрозионно-тектоническими депрессиями. С последними структурно-геоморфологически увязываются долины рр. Суундука и Кумака, в которых на продолжении указанных депрессий отмечается резкое выполаживание продольного профиля, сопровождающееся аккумуляцией. Западнее этой зоны располагается положительная неотектоническая структура второго порядка — Ащebutакское поднятие, соответствующее древней палеозойской структуре — Ащebutакской антиклинальной зоне.

Это сложно построенная неотектоническая структура, объединяющая ряд более мелких структур — локальных поднятий и опусканий. Характерно, что брахисинклинальные структуры основания используются сейчас речными долинами и, в случае их неотектонической активности, служат местом заложения молодых (четвертичных) депрессий (Джусинская депрессия), а брахиантиклинальные по существу являются древними структурами, переработанными неотектоническими процессами в беспокровные локальные поднятия. Ащebutакский выступ как положительная неотектоническая структура наиболее четко выражен в рельефе. Ей соответствует меридиональная зона мелкосопочного рельефа, протягивающаяся от истоков р. Якши-Акжар на севере, до свх. Акжарский — на юге.

Восточная переходная зона характеризуется сближением границ двух крупных неотектонических структур: Урало-Тобольского выступа и Притобольского прогиба. Для этой зоны не отмечается резкой дифференциации неотектонических движений. Однако здесь наиболее ярко выражена смена фациального состава и мощностей кайнозойских отложений. Проллювиальные, аллювиальные фации кайнозойских отложений, восточной окраины Урало-Тобольского выступа сменяются озерными, озерно-аллювиальными фациями Притобольского прогиба. Эта зональность находит геоморфологическое выражение в развитии молодых аккумулятивных равнин (плиоцен-четвертичного возраста) при переходе в область современного и новейшего опускания Притобольского прогиба.

Изучение реликтов мезозойской поверхности выравнива-

ния, анализ фаций кайнозойских толщ, мощностей, связи с рельефом и т. п. позволяет говорить о глубокой унаследованности новейших структур Орского Зауралья. Унаследованность выразилась в почти прямом совпадении молодых тектонических образований и структур домезозойского субстрата. Поэтому здесь правомерно рассматривать новейшую структурную дифференциацию, как один из этапов развития герцинских структур. Корни древних, срезанных денудацией структур проявили себя и в мезозойский, и в кайнозойский этапы геологической истории. Их движения контролировали и предопределяли осадконакопление, развитие рельефа, морфоструктурную дифференциацию вплоть до новейшего этапа геологической истории.

Однако новейшее структурное развитие Орского Зауралья, проявившееся в конце верхнего олигоцена и продолжающееся в современную эпоху, не явилось повторением, копированием ранее созданных палеозойских структур. Анализ фактического материала по конкретным неотектоническим структурным формам разного порядка дает возможность наметить существенные отличия в сходных (по знаку), но разновозрастных структурах — новейших и древних. Эти различия выражаются, прежде всего, в появлении новых, совершенно отличных от древних, типов неотектонических структур: длительно существующих беспокровных поднятий, эрозионно-тектонических депрессий, клиновидных (одношарнирных) поднятий по терминологии Хуан-Цзи-циня (1960) и В. Н. Павлинова (1960).

Своеобразие неотектонической истории района заключается в том, что он расположен в зоне, испытывающей сложный процесс перехода древней складчатой области — в платформенную. Наряду с общим унаследованным сводовым положительным движением всего региона отмечаются перемещения отдельных блоков в зонах крупных древних разломов и в периферических частях крупной структуры Урало-Тобольского выступа. Направленное, медленное положительное движение влечет за собой постоянное обособление (орографическое, геоморфологическое) таких древних структур, как Восточно-Уральский антиклинорий, Магнитогорский и Зауральский синклиории. Отдельные блоки, типа осевой части Урало-Тобольского водораздела, выражают тенденцию к поднятию сводового характера и в течение мезозойского и кайнозойского времени выступают, как беспокровные длительно существующие поднятия (Верхне-Суундукское, Шильдинское, Аниховское, Верхне-Ушкаттинское). Характерной чертой таких участков является отсутствие осадочного чехла, за исключением **маломощного** и грубого по механическому составу элювия. Следы свежего размыва и яркие, резкие формы, характерные для участка с интенсивным проявлением положительных дви-

жений земной коры, здесь не отмечаются. Однако отсутствие верхних горизонтов коры выветривания, а также ощутимого чехла четвертичных отложений свидетельствует о медленном поднятии территории в течение длительного времени. Геоморфологически такие участки отвечают реликтам мезозойского пенеплена. Плановое распределение участков мезозойского пенеплена, совпадающее с осевой частью Восточно-Уральского антиклинория, дает основание предполагать общее сводовое поднятие этой древней структуры в новейший этап. Однако было бы неправильно считать, что молодые тектонические движения, формирующие эту крупную сводовую структуру, длились непрерывно и развивались прямолинейно. В течение неотектонического этапа имели место замедления и усиления тектогенеза. В рельефе они выразились локальным проявлением усиленной тектонической деятельности и образованием древнего мелкосопочника (район Айдырли), рельеф которого в свое время был ярко описан Т. Н. Спизарским (1948). Этот участок выделен нами как дифференцированное в верхнем олигоцене беспокровное поднятие.

Существенное значение в дифференциации крупных структур сыграли разрывные нарушения, разбившие их на ряд более мелких блоков, которые неравномерно перемещены по отношению друг друга. Замедление движений носило характер отставания отдельных блоков в общем поднятии. В современном рельефе такие движения не находят выражения. О них можно судить, основываясь на материале бурения, вскрывающего толщу кайнозойских образований, а также данных по стабилизации профиля коры выветривания в тот или иной отрезок времени. Примером такого участка служит район Кумак-Котансинской депрессии, приуроченный к Кумак-Котансинскому разлому. Эта депрессия, выполненная миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями, мощностью до 40 м, имеет меридиональное простираие, протягиваясь полосой в 4—6 км шириной от устья р. Кайракты на севере до с. Керуембай — на юге вдоль современных долин рр. Кумак и Котансу.

Выделение положительных структур второго порядка основано на анализе распространения и мощностей кайнозойских осадков, данные о которых позволяют утверждать, что эти структуры (Суундукский, Аниховский, Северо-Мугоджарский выступы), начиная с верхнего олигоцена, проявляют тенденцию к поднятию весьма малой амплитуды и в течение этого времени служат источниками сноса в окружающие впадины. Плиоценовая аккумуляция, столь широко проявившаяся на всей территории Орского Зауралья, по всей видимости, выразилась в пределах этих поднятий в нарушении поверхностного стока, в формировании озерных ванн, в заболачивании низких водораздельных пространств. Более возвышенные уча-

стки оставались незатронутыми общим погружением и были несколько шире участков сохраняющегося мезозойского пеплени.

Соподчиненными с Урало-Тобольским выступом отрицательными структурами, как было указано выше, выделяются Уртазым-Орский и Притобольский прогибы. Дифференциация прогибов, как новейших структурных образований, проявилась в начале верхнего олигоцена. Участками, выразившими наибольшее погружение, оказались Орская и Жетекольская эрозионно-тектонические депрессии. Подобные структуры в более северных районах выделялись А. П. Сиговым (1952), в частности, Орская депрессия является продолжением Уртазымской депрессии (по А. П. Сигову) к югу. В Орском Зауралье некоторые из них впервые были выделены К. В. Никифоровой (1948), как древние долины. Большое количество скважин, пробуренных в Орском Зауралье в последние годы, позволило А. Д. Наумову (1960), с учетом данных предыдущих исследователей, выделить несколько наложенных мезокайнозойских структурных форм—эрозионно-тектонических депрессий: Усть-Караганскую, Колчинско-Кваркенскую, Теренсайскую, Домбаровскую, Кумак-Котансинскую, упомянутую выше — Орскую и Жетекольскую.

Орская депрессия выполнена относительно мощными толщами континентальных отложений палеогенового, неогенового и четвертичного возраста. Нижняя часть разреза, залегающая на среднеюрских породах, представленная железистыми песчаниками и конгломератами мощностью 5—7 м (Н. И. Леоненко, 1961), по данным спорово-пыльцевого анализа И. А. Ильинской, отнесена к эоцену. Перекрывающую их толщу озерно-речных глин и песков мощностью 60—80 м большинство исследователей (Х. С. Розман, Б. Е. Милецкий и др.) относят к неогену. Последние залегают на отметках 220—260 м.

Для Жетекольской депрессии характерны континентальные озерно-аллювиальные, озерные отложения небольшой мощности — от 20 до 80 м. Эти данные говорят, что обособление впадин, как отрицательных неотектонических структурных форм, происходило в условиях медленных тектонических движений, амплитуда которых не превышала 100 м. Механизм и условия образования эрозионно-тектонических депрессий в свое время были раскрыты А. П. Сиговым (1952). А. Д. Наумов (1960), принимая положения указанного автора, отмечал для этих структурных форм: 1) приуроченность депрессий к региональным дизъюнктивным нарушениям; 2) унаследованность от древних отрицательных структур; 3) асимметричность их формы. По мнению А. Д. Наумова, эти особенности указывают на ведущую роль в их формировании неравномерных перемещений блоков кристаллического основания, с одной стороны, и прогибания отдельных участков синклина-

ли — с другой. Дополнительные данные, полученные в процессе геоморфологической съемки, подтверждают точку зрения указанных авторов. Формирование Джусинской депрессии произошло одновременно с воздыманием сопряженных блоков (Шиликтинского и Нижне-Суундукского поднятий) по дизъюнктивным нарушениям, отраженным в современном рельефе. К этой молодой депрессии приурочен в настоящее время водоток р. Джусы. Данные по строению приустьевой части долины (повышенная мощность аллювия, его однообразный механический состав), а также погружение устьевого окончания, отражающееся в продольном профиле, дают основание говорить об одновременном прогибании древней грабен-синклинали, наследием которой является Джусинская депрессия.

Вполне вероятным является образование в ранней стадии новейшего тектогенеза сопряженных с эрозионно-тектоническими депрессиями положительных структур, но эти структуры в современном рельефе не выражены.

Некоторые же эрозионно-тектонические депрессии: Кумак-Котансинская, Теренсайская, Домбаровская с нижнеплейстоценового времени имеют тенденцию к стабилизации. В этом одна из причин их невыраженности в современном рельефе. Другие же (Орская, Жетекольская), достаточно хорошо выраженные в рельефе, дифференцируются в четвертичное время на более мелкие структурные формы — положительные и отрицательные. Так, в Жетекольской депрессии выделяются четвертичные локальные поднятия: Бурыктальское, Игизское; локальные впадины, используемые современными озерными ваннами, Шелкарская, Озерная. В Орской депрессии: Камсакское локальное поднятие, Усть-Кумакская локальная впадина. Характерным для этих положительных структур является образование их как покровных, и в этом смысле они напоминают пологие платформенные купола. Однако уже к настоящему времени сводовая часть некоторых из них размыва и обнажает коренные породы складчатого отложения — (Бурыктальское, Игизское поднятия). Для других заметны следы свежего размыва сводовой и периферической частей с обнажением палеозойских пород в молодых долинах.

Переход от Урало-Тобольского выступа к области опускания в западной части происходит резко. Переходная зона характеризуется повышенными градиентами движений. Для этого района устанавливается своеобразный тип неотектонических движений. Структурные формы, созданные этими движениями, представляют собой наклонные поверхности блоков палеозойского фундамента, имеющие пологий склон с одной стороны, а с другой — узкие зоны мелкосопочного рельефа, подступающие крутым обрывом к речным долинам. Речные долины и прилегающие части междуречий здесь обнаруживают резкую асимметрию. Всюду, где выделены подобные струк-

турные формы, устанавливается по геологическим, геофизическим, нередко и по геоморфологическим данным сопряжение долин с дизъюнктивными нарушениями. Подобные структуры Хуан-Цзи-цин (1960) и В. Н. Павлинов (1960) называют клиновидными (одношарнирными) поднятиями. «Такого рода движения земной коры, — пишет Хуан-Цзи-цин, — есть так называемые клиновидные (одношарнирные) поднятия (движения задирания), сопровождающиеся зонами разломов и расколов» (стр. 33, 1960). Клиновидные (одношарнирные) поднятия отмечаются по рр. Якши-Акжар, Жульдыбай, Мусогатка, Карачанды-Сай. Геоморфологически эти участки отвечают зонам склонового мелкосопочника. Образование мелкосопочника связывается с движениями, проявившимися в среднем плейстоцене, так как вместе с перекосом блоков была деформирована третья надпойменная терраса р. Суундука (нижнеплейстоценового возраста) и на ее поверхности возник мелкосопочник. Однако структура второго порядка—Ащевутакское платформенное поднятие, — объединяющее среднеплейстоценовые локальные поднятия (Карачандысайское, Кусемское, Тасбулакское, Шиликтинское и др.), возможно, является структурой более древнего заложения. Данные о наложенном корообразовании (В. А. Гуцаки, 1961) дают основание предполагать, что эта крупная блоковая структура еще в миоцене была введена в зону гипергенной переработки и выступала как положительная неотектоническая структурная форма.

В геологической литературе существует мнение о том, что в переходных зонах от областей поднятий к областям опусканий должны развиваться молодые разломы и сбросы (В. Н. Павлинов, Хуан-Цзи-цин, 1960). Для Орского Зауралья роль разрывных структур в структурной дифференциации велика, но возраст движений блокового характера, столь широко представленных в районе, часто трудно доказуем. Косвенные геоморфологические данные о возрасте движений по разрывам в ряде участков требуют еще тщательной проверки. Поэтому большинство дизъюнктивных нарушений оказывается доолигоценовым. Данные геологические, геоморфологические, морфометрические говорят об отражении этих нарушений как в рельефе, так и в современной перестройке форм земной поверхности. На наш взгляд, дизъюнктивные формы древнего заложения должны развиваться в новейший этап и в сводовых структурах типа Урало-Тобольского выступа. Длительное его развитие, как структуры сводовой (по крайней мере, с мезозоя), предполагает напряжение осевой части, которая, по общепринятому мнению, должна разрешаться разрывами. Проявление этих разломов легко выяснялось, если бы на срезанной поверхности древних пластов лежал ощутимый чехол молодых отложений.

Что касается амплитуды движений, есть все основания

согласиться с точкой зрения Н. И. Николаева и С. С. Шульца (1960), которые общую амплитуду для восточного склона Урала, куда входит и Орское Зауралье, ограничивают изолинией 300—500 м. Однако дифференциация крупных структурных форм на фоне общего поднятия должна выражаться меньшими значениями градиентов движений, порядка 50—100 м. Об этом говорят данные по стабилизации профиля коры выветривания мезозойского возраста в сопряженных крупных положительных и отрицательных структурных формах. Движения иного градиента скорости привели бы к полной переработке профиля коры выветривания мезозойского возраста и даже к его уничтожению.

В полном согласии с этим положением находятся также данные о сохранении реликтов мезозойского пенеплена до нынешнего времени и по высоте залегания лишь немногим отличающихся от послеверхнеолигоценовой поверхности.

Тектонический режим находит свое выражение в составе, мощностях кайнозойских отложений Орского Зауралья. Это, прежде всего, породы из наиболее устойчивых минералов — кварцевые пески, песчаники и каолиновые глины, мощностью до 70 м — саксаульской свиты верхнего эоцена, железистые песчаники, ожелезненные пески, каолиновые глины (с подчиненным содержанием конгломератов и гравелитов), мощностью до 25 м — чаграйской (наурзумской) свиты верхнего олигоцена. Еще более однородный механический и вещественный состав обнаруживают неогеновые отложения, залегающие слоями небольшой мощности от 2 до 30 м. Грубообломочные кластолиты четвертичных отложений находятся в подчиненном отношении к пескам, суглинкам и глинам.

Таким образом, общий характер связи осадочных пород с тектоническим режимом указывает, что Орское Зауралье с мезозоя выступает, как область слабого поднятия, здесь создаются условия более полного разрушения неустойчивых минералов в процессе преобладающего химического выветривания, улучшается сортировка и окатанность материала и т. д.

Тем не менее, геоморфологический анализ форм земной поверхности, проведенный А. Д. Наумовым (1955—1960) в Орском Зауралье, дальнейшие работы по составлению геоморфологических карт масштаба 1:200000 убеждают в том, что поверхность мезозойского пенеплена в период интенсивного проявления новейших тектонических движений альпийского этапа существенно переработана. Рельеф Орского Зауралья сложный, состоит из ряда разнородных разновозрастных образований, и их не следует объединять под единым названием — Зауральский пенеплен.

С. Н. Бубнов (1960), проводя анализ «тектонических форм, как реакции на импульсы движений», указывал, что поверхностная «морфология играет значительную роль, которую не-

обходимо правильно оценить... В зависимости от соотношения возраста геологической структуры и времени формирования морфологического облика речь может идти о согласной приуроченной и несогласной морфогении. Благодаря такому подразделению часто оказывается возможным давать геологическую характеристику того или другого элемента земной коры даже в тех случаях, когда все другие критерии оказываются несостоятельными» (с. 68). Поэтому геоморфологический критерий в районах древних пенепленов, для суждения о новейших структурах, приобретает первостепенное значение.

Небольшая амплитуда новейших движений дифференцированных структур не привела к геоморфологическому обособлению Орского Зауралья ни в рельеф гор, ни в рельеф платформенных равнин. Учитывая конкретный фактический материал геоморфологического и неотектонического анализа, мы рассматриваем Орское Зауралье как своеобразную крупную структурную форму между областью новейшего горообразования (на западе) и равнинными пространствами материковых платформ (на востоке), со своеобразными генетическими типами рельефа и неотектоническими структурами.

Из приведенных фактов можно сделать вывод:

1. Неотектонические движения, проявившиеся наиболее интенсивно в Орском Зауралье в верхнем олигоцене — нижнем миоцене, продолжались вплоть до современной эпохи и носили характер сводовых поднятий крупных антиклинальных структур, дифференциация которых связана с глыбовыми перемещениями отдельных блоков. Крупные отрицательные структуры образовались в результате сопряженного синклиналичного прогибания древних палеозойских структур. Для них также устанавливается дифференциация структур блокового характера. Эти положения соответствуют ранее высказанной точке зрения ряда авторов — Д. В. Наливкина (1943), Н. В. Башениной (1948), С. Г. Боч и И. И. Краснова (1951) и др.

2. Дифференцированные движения привели к образованию своеобразных неотектонических структур: беспокровных поднятий, эрозионно-тектонических депрессий, клиновидных (одношарнирных) поднятий, глубоко унаследованных от палеозойского структурного плана.

Литература

1. Архангельский Н. И. О послепалеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.
2. Башенина Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. Географгиз, М., 1948.
3. Боч С. Г., Краснов И. И. О происхождения ярусности рельефа Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1951.
4. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, М., 1960.

6. Буданова Н. Н., Рождественский А. П., Трифонов В. П. Проект легенды к карте «Новейшей тектоники Урала» м-б 1:1000000. В сб. «Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья», вып. 1. Изд. БФАН СССР, Уфа, 1962.
6. Варламов И. П. Новейшая тектоника Башкирского Приуралья и прилегающей территории Южного Урала. В сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Изд. БФАН СССР, Уфа, 1960.
7. Дибнер В. Д. К вопросу о происхождении Урала. Изв. ВГО, т. 89, вып. 2, 1957.
8. Елисеев В. И. О молодых тектонических движениях Орского Урала. БМОИП, отд. геол., т. 25 (5), 1950.
9. Карпинский А. П. Третичные осадки восточного склона Урала. Зап. Уральского Общ-ва любит. естеств., т. 7, вып. 3, 1883.
10. Крашенинников И. М. Физико-географические районы Южного Урала. В сб. «Географические работы», Географиз, М., 1954.
11. Леоненко Н. И. Геологическая характеристика области распространения нижнемезозойских отложений в южной части Магнитогорского синклинария. Тр. лаборатории геологии угля, вып. XII, ч. 1, 1961.
12. Наумов А. Д. Основные генетические типы рельефа южной части Урало-Тобольского междуречья и их связь с тектоническими структурами. В сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Изд. БФАН СССР, Уфа, 1960.
13. Наумов А. Д. Кайнозойские отложения Орского Зауралья. Уч. Зап. Саратовского государственного университета, вып. геол., т. 67, 1961.
14. Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. Тр. ин-та геологических наук АН СССР, вып. 45, геол. серия (№ 13), 1948.
15. Николаев Н. И. Основные черты новейшей тектоники СССР. В сб. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.
16. Николаев Н. И., Шульц С. С. Обзорная карта «Новейшей тектоники СССР» и принципы ее составления. В сб. «Неотектоника СССР». Изд. АН Латв. ССР, Рига, 1961.
17. Павликов В. Н. О некоторых проявлениях неотектонических движений в Китае. Тр. I Совещания по неотектонике Китая, Госгеолтехиздат М., 1960.
18. Сигов А. П. О возрасте и происхождении продольных депрессий Урала. Географический сб., вып. 1, АН СССР, 1952.
19. Сигов А. П. Мезозойская и кайнозойская гипергенная металлогения Урала. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, Свердловск, 1952.
20. Спизарский Т. Н. Рельеф Айдырлинского района и история его развития. В сб. «Материалы по геоморфологии Урала», вып. 1, Госгеолтехиздат, 1948.
21. Трифонов В. П. Новейшая тектоника восточного склона Урала и Зауралья. В сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области Южного Урала». Изд. БФАН СССР., Уфа, 1960.
22. Хабаров А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. Изв. Географ. общ-ва, т. 67, вып. 2, 1935.
23. Хуан-Цзи-цин. Некоторые типы молодых тектонических движений Китая. Тр. I совещания по неотектонике Китая, Госгеолтехиздат, М., 1960.
24. Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изд. АН СССР, серия геол., № 5, 1948.

А. Д. НАУМОВ

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ОРСКОМ ЗАУРАЛЬЕ

Проблема происхождения и условий формирования месторождений экзогенных полезных ископаемых тесно связана с изучением развития рельефа. Последний, являясь результатом процессов сноса и аккумуляции, отражает, с одной стороны, движения земной коры, а с другой — в континентальных условиях предопределяет размещение различных по генезису отложений и заключенных в них полезных ископаемых.

История геологического развития территории Орского Зауралья, длительно развивающейся в континентальных условиях, фактически представляет собой историю развития рельефа.

До настоящего времени этот вопрос не был предметом специального исследования. Однако попутно с изучением формирования в Орском Зауралье месторождений силикатного никеля и кобальта (И. И. Гинзбург, 1938, 1941, 1943, 1947 и др.), россыпного золота (К. В. Никифорова, 1948, 1940) некоторые исследователи приводили описание происхождения и возраста отдельных форм рельефа.

Семилетнее изучение кайнозойских отложений и рельефа Орского Зауралья (1955—62 гг.) позволяет рассмотреть совместно историю развития рельефа и условия формирования экзогенных месторождений в этом районе.

Рассматриваемая территория располагается к востоку от меридионального течения рр. Урала и Ори в границах Оренбургской области.

Древнейшие эпохи геологической истории Орского Зауралья, по данным большого числа исследований, связаны с существованием на этой площади геосинклинальных морских бассейнов, древних гор, периодов интенсивной вулканической деятельности, эпиконтинентальных морей. Об этом свидетель-

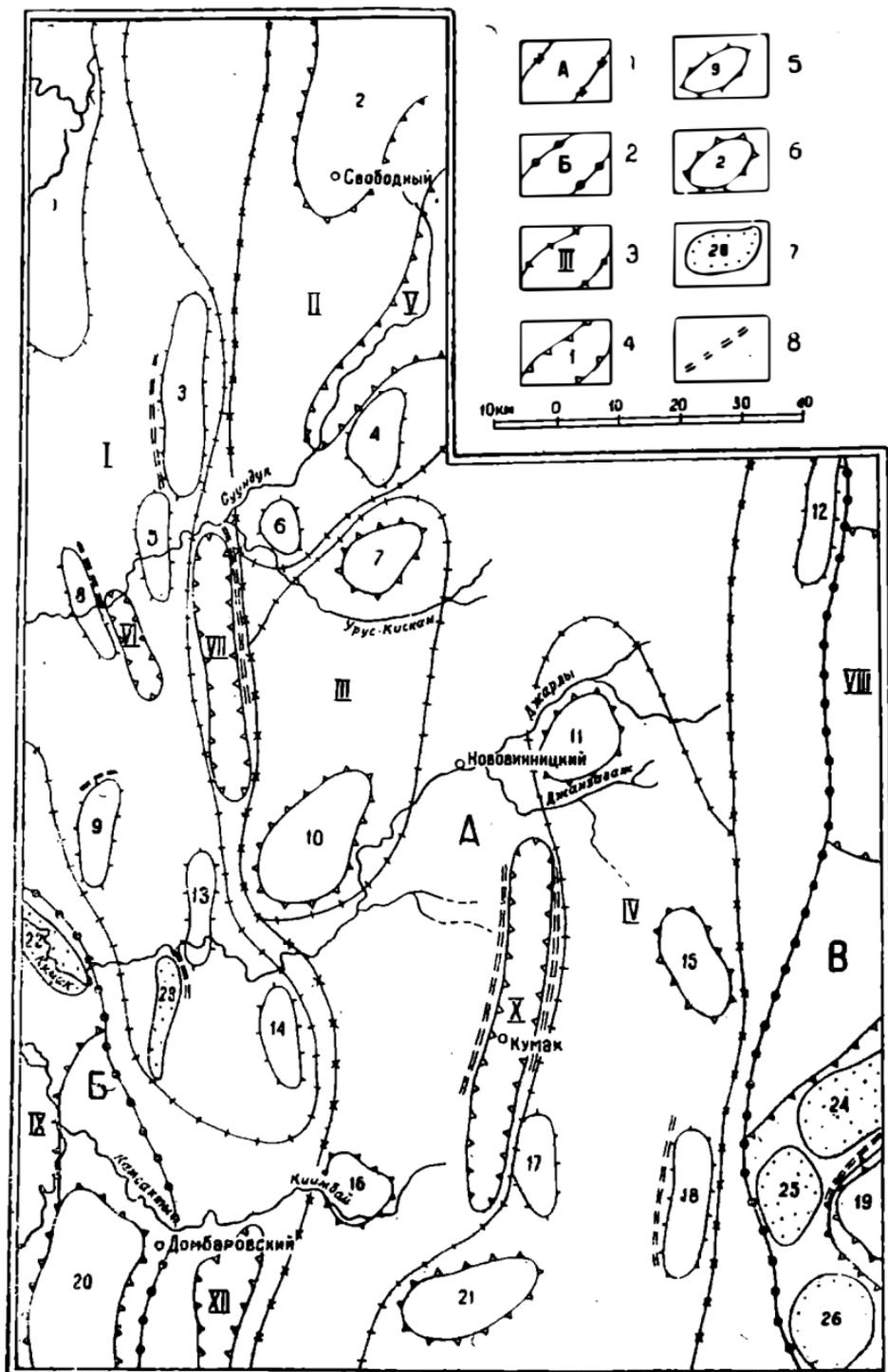


Рис. 1. Схема новейших структурных форм Орского Зауралья. 1 — выступ (А. Урало-Тобольский); 2 — прогибы (Б. Уртазым-Орский, В. При-тобольский); 3 — платформенные поднятия (I—Ашебутакское, II—Суундукское, III—Аниховское, IV—Северо-Мугоджарское); 4 — эрозивно-тектонические депрессии (V—Колченско-Кваркенская, VI—Джусинская, VII—Теренсайская, VIII—Бузбинская, IX—Орская, X—Кумак-Котансинская, XI—Жете-Кольская, XII—Домбаровская); 5 — одношарнирные (клиновидные) поднятия (1—Ершовское, 3—Бриентское, 4—Айдырлинское, 5—Кусемское, 6—Мироновское, 8—Шиликтинское, 9—Тасбулакское, 12—Шевченковское, 13—Карачандысайское, 14—Тюлькубайское, 17—Котансинское, 18—Бурыктальское); 6 — локальные беспокровные поднятия (2—Верхне-Суундукское, 7—Шильдинское, 10—Адамовское, 11—Джарлинское, 15—Джанабайское, 16—Еленовское, 19—Игизское, 20—Камсакское, 21—Ушкаттинское); 7 — локальные впадины (22—Усть-Кумакская, 23—Акжарская, 24—Кудукская, 25—Озерная, 26—Шелкарская); 8 — разломы (предполагаемые).

существуют весьма разнообразные породы тектонически сложно построенного складчатого фундамента. В последнем четко улавливается влияние крупного герцинского орогенеза, сформировавшего верхнепалеозойские структуры и усложнившего древние структуры. Ко времени проявления этого тектонического цикла приурочено внедрение большинства интрузий Орского Зауралья. С интрузиями и их жильными фациями связаны в Орском Зауралье многочисленные месторождения и рудопроявления золота, черных, цветных и редких металлов, редкоземельных элементов, горного хрусталя и т. п.

Примером могут служить Кульминское месторождение марганца, группа вольфрам-молибденовых проявлений на Суундукском и Адамовском гранитных массивах, пегматоидные граниты с редкими землями, жилы пегматитов многих гранитных массивов Орского Зауралья, Теренсайские месторождения меди, горного хрусталя и многие другие.

Все исследователи той или иной части Орского Зауралья сходятся в мнении, что геосинклинальное развитие Орского Зауралья во второй половине каменноугольного периода завершилось процессами горообразования. Со среднекаменноугольного времени здесь устанавливается континентальный режим, продолжавшийся в пределах исследованной территории до настоящего времени. В верхнекаменноугольное и пермское время районы исследований, так же как и более северные участки восточного склона, представляли собой, видимо, складчато-глыбовые горы. В настоящее время нет данных о морфологии этой горной страны, но изучение коррелятивных отложений существующему в то время рельефу в окружающих впадинах (Челябинский бурогольный бассейн, Предуральский прогиб) позволили, например, И. П. Герасимову (1948) считать, что на территории восточного склона Урала существовал среднегорный рельеф с меридиональной зональностью морфоструктуры, которая довольно ясно выражена и в современном рельефе.

До среднего триаса эта горная страна разрушалась, и в среднем триасе некоторые участки Орского Зауралья уже представляли собой пенеплен. Об этом говорят факты налегания на кору выветривания и породы фундамента рэт-лейасовых глин близ оз. Романкуль в Орской депрессии (З. А. Малютин, 1959). Постепенно пенепленизация захватила новые участки, и к концу юры, видимо, вся территория представляла собой пенеплен, на котором интенсивно шли процессы химического выветривания.

Кора выветривания, как известно, является очень тонким индикатором движений земной коры и изменения климатических условий, поэтому все палеогеографические выводы о мезо-

зойском времени в районах ее развития делаются обычно на основании условий залегания коры выветривания, ее мощности, состава и взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими породами.

Каолинитовый характер пород доюрской коры выветривания, значительная мощность и площадь распространения, эстатки субтропической флоры в юрских и меловых отложениях (А. А. Петренко, 1933; П. Л. Безруков и А. Л. Яншин, 1934; А. Г. Бер, 1932; В. П. Ренгартен, 1944; Е. П. Бойцова и др., 1955 и ряд других) позволяют говорить об оптимальных условиях для корообразования в юрское время. Поэтому большинство исследователей склоняются к выводу, что первый мощный этап образования коры выветривания на восточном склоне Ю. Урала относится к нижнемезозойскому времени. Отсутствие почти на всей площади исследований морских и континентальных осадочных пород юрского и мелового возраста свидетельствует о положительных движениях земной коры и о проникновении уровня грунтовых вод на значительную глубину.

К этому времени относится формирование первых нонтолитовых кор выветривания на ультрабазитах и каолинитовых — на гранитах. Возникновение большинства месторождений выветривания силикатного никеля и кобальта, а также первичных каолинов обязано именно нижнемезозойскому этапу геологического развития, в геоморфологическом отношении — нижнемезозойскому пенеплену, а также благоприятному для интенсивности химического выветривания влажному, теплом климату.

Интенсивное выветривание пород складчатого фундамента охватило громадные площади Южного Урала и Мугоджар, Тургайской впадины и Казахстана. Данные Л. Н. Формозовой (1947), Е. И. Бойцовой и др. (1955), К. В. Никифоровой и В. Н. Разумовой (1959) и многих других говорят о формировании в этих районах мощных каолинитовых толщ в юрское и нижнемеловое время. Несколько иная обстановка в среднеюрское время была лишь в Орской депрессии, где в условиях озерно-аллювиальной равнины в озерах накапливались глины, пески и галечники орской серии средней юры. Опускание этой структуры повлекло за собой аккумуляцию продуктов размыва еще в верхнем триасе — нижней юре и вывод пород фундамента из зоны аэрации. Аналогичные отрицательные подвижки отмечены в Тургайской впадине и в верховьях р. Тобола.

На Урало-Тобольском междуречье отсутствуют нижне- и верхнемеловые отложения, и палеогеография этого времени может быть выяснена только путем анализа материалов по окружающим областям седиментации. Нижне- и верхнемеловые континентальные и морские отложения известны на севе-

ро-востоке, в верховьях левых притоков р. Тобола (П. Л. Безруков, 1934, В. П. Ренгартен, 1944), в Тургайской впадине Е. П. Бойцова и др., 1955), а также в Орской депрессии (А. А. Петренко, 1933 и др.).

Палеогеографическая обстановка в окружающих Орское Зауралье районах говорит о том, что там происходило накопление осадков в условиях озерных аккумулятивных равнин с большим количеством озерных ванн, заболоченных пойм и русел. Эти осадки произошли за счет размыва коры выветривания Орского Зауралья, Мугоджар и восточного склона Южного Урала (гумусированные каолиновые глины, бокситы).

В нижнемеловое время был влажный и теплый климат, способствовавший интенсивному выветриванию пород фундамента. Растительность этого времени была пышной и богатой. Она состояла из секвой, гинкго, кедров и сосен, а также древовидных папоротников.

В Орском Зауралье существовал нижнемезозойский пенеплен с мощной корой выветривания, которая служила исходным материалом для осадков, сносимых в окружающие впадины.

С нижнемеловыми отложениями, как известно, на восточном склоне Урала, Мугоджар и в прилегающих частях Тургайской впадины связаны месторождения бокситов. Последние здесь, как правило, выполняют древние озерные ванны в синклинальных зонах, а также карстовые воронки, иногда достигающие значительной площади.

Рудопоявления бокситов непосредственно в Орском Зауралье также связаны с развитием карста по известнякам нижнего карбона в его западной части. Здесь известны Карачандысайское и Мусогатское проявления бокситов. Первое представляет собой небольшие останцы, сложенные бокситами, залегающими на коре выветривания в поле развития нижекаменноугольных известняков, второе—элювиальную россыпь обломков бокситов в 6,5 км к юго-востоку от ст. Мусогатки в аналогичной геологической обстановке. Эти образования могут рассматриваться как остатки отложений нижнемеловых озер карстового происхождения, имевших место в западной части Орского Зауралья, тем более, что в десяти образцах из верхних горизонтов среднеюрских пород отмечается появление пыльцы семейства таксодиевых, -кипарисовых, характерных, как правило, для мела и палеогена.

Сходство палеогеографической обстановки западной части Орского Зауралья, верховьев Тобола, юго-западной части Тургайской впадины позволяет говорить о перспективности изучаемого района на бокситы.

В нижнемеловое время интенсивно шли процессы карста в поле развития нижекаменноугольных карбонатных пород. В. П. Ренгартен (1944) так характеризует климат этого вре-

мени: «Климат был достаточно теплым с постепенным изменением влажности от сухого в начале эпохи (отложения пролювия) до сравнительно влажного в конце эпохи. В этих условиях выветривание и разложение силикатов должны были протекать интенсивно, причем щелочи и щелочные земли энергично растворялись и уносились теплыми водами» (стр. 63).

Озера, в которых шло накапливание бокситов, питались за счет местного размыва, и воды, их переносившие, имели малый показатель рН, т. к. только такие воды способны удерживать в растворе окислы алюминия и железа.

Западная часть Орского Зауралья, тяготеющая к Орской депрессии, видимо, представляла собой к концу нижнемелового времени цокольную денудационную равнину, осевая же часть Урало-Тобольского междуречья была пенепленом, т. к. общий характер движений, амплитуда которых была невелика, оставался унаследованным от геосинклинальной стадии развития. Широко были представлены карстовые формы: воронки, долины и др.

На Урало-Тобольском междуречье отсутствуют верхнемеловые отложения, хотя они также широко представлены в окружающих впадинах. В это время Орское Зауралье, по всей вероятности, имело тенденцию к опусканию, т. к. широкое распространение отложений верхнемеловой трансгрессии с востока и запада говорит об общих погружениях громадной территории, а не о дифференциальных движениях отдельных структур или структурных зон. Воды верхнемеловых морей с запада и востока подтопили Орское Зауралье, и оно вместе с Прииргизьем и Северными Мугоджарами большим полуостровом вдавалось в море. Это обстоятельство не замедлило сказаться и в рельефе. В связи с опусканиями создались более благоприятные условия для выравнивания.

Магматические и метаморфические породы, перекрытые корой выветривания и континентальными отложениями, были выведены из зоны аэрации. Процессы выветривания пород фундамента прекратились. Нижнемеловой пенеплен с денудационными цокольными равнинами в синклиналих полностью переходит в цокольную денудационную равнину. В это время ослабевают процессы карстообразования, а выработанные карстовые формы заполняются песками и галечниками, известными на восточном склоне Урала под названием «беликовой толщи». К меловому времени относятся заложения некоторых эрозионно-тектонических депрессий восточного склона, связанных с перемещениями блоков по крупным дизъюнктивным нарушениям. Блочные подвижки отмечались на восточном склоне Урала в верхнем мелу В. Н. Рентгартеном (1944), Д. В. Наливкиным (1943) и рядом других исследователей.

Примером депрессии мелового возраста в Орском Зауралье

является Колчинско-Кваркенская депрессия, где на коре выветривания залегают «белики».

Итак, мезозойская геологическая история Орского Зауралья связана с длительной денудацией складчатого основания, формированием, размывом и сохранением на отдельных участках площадной коры выветривания большой мощности. Этот этап явился началом формирования крупных месторождений выветривания никеля и кобальта (Бурыктальского, и ряда других), месторождений первичных каолинов (Тик-Бутакского, Верхне-Бурыктальского, Боярского и др.). Рельеф представлял в мезозойское время пенеплен в зонах антиклинальных структур и цокольную равнину в депрессиях.

В пределах Орского Зауралья нижнепалеогеновые отложения отмечаются пока лишь в Колчинско-Кваркенской депрессии, где в большой карстовой воронке под миоценовыми песками вскрыты темные глины с лигнитом, содержащие обильную палеоцен-нижнеэоценовую пыльцу (данные Баринова, определения А. А. Чигуряевой).

Нижнепалеогеновые отложения в морских и континентальных фациях описаны в западной части Орской депрессии (А. А. Петренко, 1939), в Халиловском районе (А. Л. Яншин, 1948), в сопредельных с нашим районам Тургайского прогиба (Е. П. Бойцова и др., 1955, Н. К. Овечкин, 1961). Содержащаяся в отложениях фауны пыльца растений говорит о теплом климате этих мест, а также о том, что Орское Зауралье являлось источником сноса как в Орскую депрессию, так и в Тургайскую впадину. Таким образом, намечается некоторая преемственность в характере рельефа в конце мезозоя—начале кайнозоя. Генезис его в общих чертах не менялся.

Широко распространившаяся на Южном Урале тасаранская трансгрессия не захватила Орского Зауралья. На территории последнего местами интенсивно шли карстовые процессы. Доверхнеэоценовые карстовые формы отмечаются в Айдырлинском районе (Т. Н. Спижарский, 1948) по р. Безымянке, на водоразделе рр. Урал—Б. Караганка и ряде других мест. Очевидно, что более широко представленные в прошлом каменноугольные карбонатные породы, размывые к настоящему времени, создавали вместе с теплым и влажным климатом весьма благоприятную обстановку для развития карста.

Верхнеэоценовое время характеризуется значительными опусканиями южной части Орского Зауралья. Эта часть района к концу верхнего эоцена оказалась погребенной под песчаными отложениями и представляла собой эоловую прибрежную аккумулятивную равнину саксаульского моря. В юго-восточной части сформировались месторождения чистых кварцевых песков (Ега-Каринское и Кайран-Кольское).

Палеогеографическая обстановка верхнеэоценового вре-

мени Орского и Домбаровского районов в свое время достаточно подробно была охарактеризована А. Л. Яншиным (1948): «В верхнем эоцене, в связи с регрессией моря и резкой аридизацией климата Орский Урал пережил эпоху пустынного режима. В это время в разных его частях, может быть на несколько различных гипсометрических уровнях, накапливались эоловые отложения и осадки временно текущих вод небольшой мощности, среди которых основную роль играют чистые кварцевые пески. Щелочной характер грунтовых вод обусловил подвижность кремнезема и образование кварцитовидных песчаников, которые во многих местах охарактеризованы ксерофитной вечнойзеленой флорой» (стр. 142).

В северной части Орского Зауралья с Суондукского массива шел снос коры выветривания в отрицательные формы рельефа. Долины и карстовые впадины заполнялись материалом с окружающих их возвышенностей. Вокруг днищ понижений создавался мелкосопочник, на карбонатных породах шло карстообразование. Примером, по которому можно судить о процессах сноса, осадконакопления и развития рельефа верхнеэоценового времени, является Айдырлинский район, рыхлые отложения которого описаны И. И. Гинзбургом (1943), А. Л. Яншиным (1948), рельеф—Т. Н. Спичарским (1948).

Здесь наблюдаются пепельно-серые глины с характерной саксаульской пылью, по которой можно судить, что помимо ксерофитных форм по берегам озер и рек произрастали и более влаголюбивые виды широколиственных пород.

Месторождения выветривания никеля и кобальта, первичных каолиновых глин в юго-западной и юго-восточной частях Орского Зауралья в верхнеэоцене время были погребены под толщей песчаноглинистых отложений. Это предопределило хорошую сохранность их от размыва в последующие эпохи.

Цокольные равнины в связи с аккумуляцией имели здесь широкое распространение.

Однородный механический состав кварцевых песков и песчаников указывает на перевевание и, стало быть, на широкое развитие эоловых форм рельефа, об этом же свидетельствует и неясная косяя слоистость саксаульских песков.

В нижнем олигоцене Орское Зауралье, вероятно, продолжало оставаться прибрежной равниной с неглубоким расчленением и небольшим выносом обломочного материала. Недалеко на юго-востоке был берег Чеганского моря, где шло накопление серовато-зеленых глин. Весьма вероятно также, что денудацией уже в это время была уничтожена какая-то часть пород саксаульского возраста, особенно в пределах антиклинальных герцинских структур, т. к. их движения во все этапы мезозоя и кайнозоя были унаследованными.

Климат в нижне- и среднеолигоцене время был теплым и влажным, благоприятным для развития растительности.

По данным А. Л. Яншина (1953), Е. П. Бойцовой и др. (1955), по берегам Чеганского моря росли хвойные и ширколиственные леса, состоящие из ореха, ольхи, граба, дуба, каштана, с примесью вечнозеленых растений (магнолий, сумаха, падуба и др.). Из материалов, имеющихся в нашем распоряжении, нельзя сделать никаких выводов о влиянии палеогеографии этого периода на сформированные в доолигоценое время месторождения. Можно лишь предполагать, что в южной части они были перекрыты и выведены из сферы действия гипергенной переработки.

Фациальный состав верхнеолигоценовых отложений Орского Зауралья, а также данные других исследователей по смежным областям (А. Л. Яншин, 1948, 1953; Н. В. Башенина, 1948; К. В. Никифорова, 1948; Е. П. Бойцова и др., 1955; А. П. Сигов, 1959, 1960 и др.) говорят об интенсивных поднятиях на восточном склоне Южного Урала и Мугоджар. Об этом свидетельствуют железистые конгломераты, галечники и песчаники чаграйской (наурзумской) свиты, обнажающиеся на современных водораздельных склонах, а также белые, светлые глины с верхнеолигоценовым пылевым спектром в депрессиях.

Так, верхнеолигоценовые отложения вскрываются скважинами в Орской, Теренсайской и Жете-Кольской депрессиях и в то же время отсутствуют в осевой части Восточно-Уральского антиклинория и на антиклинальных складках Гумбейской структурной зоны. Движения верхнего олигоцена по своему характеру были сводово-глыбовыми, т. е. осевые части крупных антиклинальных структур (Урало-Тобольского антиклинория и Гумбейской структурной зоны) продолжали оставаться орографически выраженными положительными формами рельефа, источниками сноса кластического материала. По крупным дизъюнктивным нарушениям, ограничивающим меридиональные структуры фундамента, шли неравномерные поднятия. Последние привели к возникновению меридиональных отрицательных форм рельефа, использованных в дальнейшем текучими водами. Таким образом возникли долины меридионального и субмеридионального направления, прослеживаемые ныне в виде разрозненных полос олигоценового аллювия. Перенос обломочного материала шел и в ранее сформированных мезозойских депрессиях. Подвижки блоков фундамента привели к возникновению новых кайнозойских депрессий, образование которых, судя по заполняющим их осадкам, началось в верхнем олигоцене и продолжалось с некоторыми перерывами до верхнего плиоцена включительно.

К этому времени относится формирование Теренсайской, Жете-Кольской депрессий и заложение Котансинской, Бузбиинской, Домбаровской депрессий.

Тектонические процессы и оживленная эрозионная деятельность обновили рельеф Орского Зауралья. В это время со

значительной части территории были смыты эоценовые отложения. Породы фундамента, древняя кора выветривания и связанные с ней месторождения первичных каолинов, бокситов, никеля и кобальта в западной части Орского Зауралья вновь вошли в зону гипергенной переработки.

В Айдырлинском районе рельеф приобрел характер мелко-сопочника, а множество карстовых форм, вновь оживших в результате размыва, придало ему облик бэдленда. Карстовые формы в это время имели также большое развитие в северо-западной части Орского Зауралья, на месте современных бассейнов рр. Большая и Малая Караганка, Нижняя и Средняя Гусиха, где широко распространены карбонатные породы нижнекаменноугольного возраста. В Орской депрессии и на юго-востоке в районе крупных гипергенных месторождений никеля и кобальта по ультрабазитам, видимо, существовали озерно-аллювиальные равнины и отдельные участки сплошь перекрывались галечниками и песками. На месте Теренсайской депрессии в неглубокой, вытянутой с севера на юг озерной ванне накапливались продукты размыва каолиновых глин коры выветривания и растительные остатки, давшие маломощные прослой углистого материала в глинах, описанных в скважинах в районе фермы № 8 совхоза им. Горького.

Найденная в лигнитах пыльца (Н. Н. Сигова, 1958) показала, что в окружающих районах растительность состояла из типичных представителей «тургайской» флоры: тополя, ольхи, бука, дуба, орешника и др. с примесью теплолюбивых видов: болотного кипариса, секвой, гинкго и ряда других, близких к современным азиатским и американским видам, растущим в более южных широтах.

По данным И. М. Покровской (1948), А. Л. Яншина (1948), Е. П. Бойцова и др. (1955), климат территории Зауралья был влажным и теплым. Об этом говорит состав флоры, с одной стороны, и характер отложений—с другой. Ожелезненность конгломератов и песчаников чаграйской свиты свидетельствует об интенсивном выносе водными потоками железа и алюминия из коры выветривания.

Верхнеолигоценовое время было периодом переотложения продуктов выветривания. В более северных частях восточного склона Урала с аллювиальными чаграйскими отложениями связаны россыпи золота, платины и некоторых других устойчивых полезных минералов (А. П. Сигов, 1960).

На территории Орского Зауралья олигоценовые россыпи отсутствуют. Если они и существовали, то были, как отмечалось выше, уничтожены последующим размывом.

Очевидно, что верхнеолигоценовый размыв коснулся и месторождений выветривания. Состав глин наурзумской свиты в Теренсайской и Жете-Кольской эрозионно-тектонических депрессиях говорит о том, что они произошли за счет размы-

ва каолиновых глин осевой части Урало-Тобольского междуречья, где значительные площади занимают гранитные интрузии.

Итак, в течение палеогенового времени мезозойский пенеплен продолжал преобразовываться процессами денудации и аккумуляции. В доверхнеэоценовое время он снижался и отдельные его части превращались в равнины. Так, типично равнинный рельеф был в течение всего палеогена в Колчинско-Кваркенской и Орской депрессиях.

Сводово-глыбовые положительные движения верхнего олигоцена обновили рельеф, преопределили его расчлененность и вывели на поверхность ранее перекрытые гипергенные месторождения на Бурыктальском, Шевченковском и Подольском ультрабазитовых массивах. Переотложенные глины коры выветривания с верхнеолигоценовым спектром пылицы отмечаются в районе совхоза им. Горького, а с миоценовым — в районе Бурыктальского серпентинитового массива (А. Д. Наумов, 1961; И. И. Эдельштейн и А. Д. Наумов, 1962). В результате дифференцированных движений отдельных блоков на фоне общего поднятия в верхнем олигоцене возникли Теренсайская и Жете-Кольская депрессии, ставшие с этого времени районами преимущественной аккумуляции.

Размыв аллювиальных толщ коры выветривания в верхнеолигоценовое и нижнемиоценовое время привел к формированию аллювиальных россыпей золота в бассейне рр. Суундука и Безымянки (К. В. Никифорова, 1948), ложковых россыпей горного хрусталя в районе Джаман-Акжар и т. д.

Реликты древних долин олигоцен-миоценового возраста на интересующей нас площади отмечаются по галечникам и гравию, вскрытым скважинами и горными выработками в устьевой части р. Ильяски, по левому берегу р. Суундука восточнее пос. Андриополя, по рр. Солончанке, Байтуку и Айдырле, в районе пос. Кваркено в Кумак-Котансинской депрессии, у озер Жете-Коль, Обалы-Коль, по южной окраине оз. Шалкэр-Ега-Кора и ряде других мест. Весьма вероятно, что по Уртазымской депрессии на юг через бассейн Ори несла свои воды большая река Праурал. Это подтверждается профилями по данным бурения через долину р. Урал, южнее с. Покровки, составленными геологом Южно-Уральского управления Н. Н. Яхимович.

Основной сток и вынос материала в это время, по данным многочисленных исследований, шел на юг и юго-восток, в юго-западную часть Тургайского прогиба.

Снос материала с междуречных пространств обнажил ранее погребенное складчатое основание и нижние горизонты коры выветривания. Произошло наложение процессов выветривания на ранее сформированные коры, выразившееся в обохривании нонтронитов, силицифицированных и магнезито-

носных серпентинитов, а также в формировании гидрослюдястого профиля коры выветривания на Суундукском, Бриентском и ряде других гранитных массивов (В. А. Гуцаки, 1961). Местами вновь ожил карст.

Во второй половине миоцена эрозионная деятельность начала замедлять и отрицательные формы рельефа заполняются зеленовато-серыми песчанистыми глинами. Речная сеть деградирует и большая часть территории Орского Зауралья, за исключением сводовых частей крупных антиклинальных структур, покрывается сетью разобщенных крупных и мелких озер. Происходит заболачивание местности, и пенеппен начинает погребаться под глинами верхнего миоцена.

Таким образом, к концу миоцена территория Орского Зауралья вновь начинает переходить в равнину.

С этим этапом развития рельефа связано возникновение ряда месторождений вторичных каолинов (Кумакское, Теренсайское) и Ново-Айдырлинского осадочного месторождения сульфидного никеля (И. И. Гинзбург, 1943; В. Н. Разумова, 1948).

История развития рельефа в плиоцене более ясна. Она связана с дальнейшей аккумуляцией глинистого материала в несколько иных физико-географических условиях. Имеющийся к настоящему времени фактический материал показывает, что красноцветные песчанистые глины с бобовником бурого железняка отлагались на всей территории, исключая осевую часть Урало-Тобольского междуречья—сводовую часть Восточно-Уральского антиклинория. Наибольшие мощности плиоценовых глин всюду приурочены к депрессиям.

В результате аккумуляции территория превращается в мозаику небольших по площади озерно-аллювиальных аккумулятивных равнин, разделенных невысоко возвышающимися плоскими участками пенеппена.

Фациальный состав плиоценовых отложений позволяет говорить о едином плиоценовом лимническо-пролювиальном этапе осадконакопления в Орском Зауралье.

Так, по р. Суундуку в Колчинско-Кваркенской депрессии к плиоцену относятся пески, галечники и глины с бобовником бурого железняка, образовавшиеся за счет перемыва отложений миоцена, олигоцена, коры выветривания и «беликов»; в бассейне р. Джарлы глины с шарообразными конкрециями гипса и линзами легких ноздреватых известняков образовались за счет размыва коры по эффузивам и известняков карбона; и на междуречье Якши-Акжар-Бурля, в Жете-Кольской депрессии, в бассейне р. Кумака—это красноцветные песчанистые карбонатные глины каолинового состава, местами с линзами бобовых руд.

В отношении водного—озерного генезиса значительной части красноцветной толщи существует единое мнение всех

исследователей (К. В. Никифорова, 1948; А. Л. Яншин, 1948; А. Н. Сигов, 1959). Так, К. В. Никифорова (1948) указывает: «Смена галечников в низах плиоценовых толщ глинистыми песками и глинами с характерным бобовником лимонита указывает на изменение физико-географических условий во время их отложений, а именно: на уменьшение стока, заболачивания местности, создание разобщенных озерных водоемов с несколько иными условиями седиментации...» (стр. 83).

В плиоценовое время довольно широко были распространены крупные озера. Так, А. Л. Яншин (1948) указывал на существование большого озера в районе нижнего течения рр. Кумака и Ори, что подтверждается в настоящее время данными многочисленных буровых скважин. Аналогичные условия были и в Жете-Кольской депрессии. Реликтами плиоценовых озер являются современные крупные озера Жете-Коль, Шалкар-Ега-Кара и др.

Климатическая обстановка в начале и в конце неогена была различной. Данные спорово-пыльцевого анализа, находки остатков древесины в отдельных участках восточного склона Южного и Среднего Урала свидетельствуют о том, что в миоцене был влажный и сравнительно прохладный климат, а в плиоцене он становится более сухим, близким к современному.

В конце плиоцена большая часть территории представляла собой аккумулятивную озерно-аллювиальную равнину. Красноцветные глины отмечаются на современных водоразделах на отметках до 380—385 м. И даже там, где на отдельных местах глины смыты, на поверхность коры выветривания или фундамента проектируются в виде элювиальной россыпи бобовник бурого железняка.

Бобовник в глинах иногда образует скопления, достигающие половины объема всей породы, и представляет собой небольшие месторождения (точнее — богатые рудопроявления) бурого железняка (лимонита). Примерами таких рудопоявлений являются Мусогатское и Солончатское в западной части Орского Зауралья. Маломощные прослои бобовых руд в нижней части разреза плиоценовых глин отмечаются также в скважинах по западному склону Жете-Кольской депрессии, на восточном склоне Киебайского массива и в ряде других мест.

Процессы озерно-болотной аккумуляции привели к перекрытию всех ранее сформированных месторождений выветривания, россыпных и других осадочных месторождений. Плиоценовое выветривание в Орском Зауралье было крайне незначительно и захватило только участки древнего пенеплена.

Подводя итог, можно сказать, что в неогене участками сноса в этот период являлись небольшие площади в осевой

части Урало-Тобольского междуречья: Суундукский гранитный массив, представляющий собой типичный пенеплен, Айдырлинский район, приречной палеогеновый мелкосопочник, а также участки пенеплена в районе ст. Шильды на Адамовском гранитном массиве, в верховьях Иргиза, Ушкаты и Бурыктала—на Тик-Бутакском гранитном массиве. Вся остальная площадь от верховьев Тобола до р. Урала являлась озерно-аллювиальной аккумулятивной равниной, заболоченной и плоской со слабым уклоном на запад и восток. К настоящему времени участки этой равнины сохранились в Жете-Қольской и Бузбинской депрессиях.

Аккумулятивная поверхность с реликтами древнего пенеплена и мелкосопочника являлась исходной для современного рельефа, который образовался в результате этапов новых движений земной коры в четвертичное время.

В самом конце плиоцена—начале четвертичного периода дифференцированные движения возобновились, однако направление их было, как об этом свидетельствует направление современной гидрографической сети, несколько иным. Сводовые и блоковые поднятия основных тектонических структур были на этот раз осложнены подвижками по оперяющим их широтным нарушениям. Причины проявления нижнечетвертичных движений по широтным нарушениям неясны. Однако их, видимо, можно считать отголосками мощных колебательных движений широтного плана, происходящих в южной части Урало-Тяньшаньской складчатой области.

Поднятия широтного плана в это время отмечаются также в более западных частях восточного склона Южного Урала (Н. В. Башенина, 1948) и на востоке, в Тургайском прогибе (П. Я. Кошелев, 1960).

Амплитуда этих движений была невелика, но водные потоки не замедлили воспользоваться ослабленными зонами вдоль нарушений. Это привело к плановому перераспределению гидрографической сети и развитию широтных долин, взамен заполненных плиоценовыми осадками древних меридиональных.

В это время оживают и некоторые доплиоценовые меридиональные отрезки древних долин. Начинается размыв аккумулятивной озерно-аллювиальной равнины, который замедляется или ускоряется вследствие локальных движений структур второго порядка. Своего максимума четвертичные движения достигли в конце нижнего плейстоцена. Для северной части Орского Зауралья это отмечено К. В. Никифоровой (1948).

К среднему плейстоцену уже существовали широтные отрезки долин пр. Суундука, Кумака, что фиксируется их третьими надпойменными террасами нижнечетвертичного возраста. Наиболее возвышенной в это время оставалась зона

сводовой части Восточно-Уральского антиклинория. В нижне-четвертичное время поднималась и Орская депрессия. Плиоценовое озеро в устьевой части рр. Кумака и Ори было дренировано, и озерная ванна начала заполняться среднезернистыми песками, широко распространенными в настоящее время на водоразделе рр. Кумака и Ори в их нижнем течении.

На юго-востоке нижнечетвертичного поднятия захватили Жете-Кольскую депрессию. Карашатаушская антиклиналь, пересекающая на юго-востоке древнюю Жете-Кольскую долину, интенсивно поднималась, что привело к отделению ее верховий в самостоятельный бессточный бассейн и отложению здесь серых супесей и песчанистых бурых глин нижнечетвертичного возраста. Расположенный в зоне сопряжения Карашатаушской антиклинали и Теренсинской синклинали Бурыктальский ультрабазитовый массив с корой выветривания был приподнят. Здесь шел снос перекрывших его плиоценовых осадков. Особенно интенсивно поднимались Шевченковский и Подольский массивы. За счет их размыва накопились довольно мощные (до 30 м) плиоценово-нижнечетвертичные супеси и песчанистые глины нижнечетвертичного возраста в Бузбинской депрессии. Здесь к концу нижнего плейстоцена была выведена на поверхность кора выветривания, впоследствии размываемая на значительных площадях.

Врезание главных долин сопровождалось ростом небольших оврагов и промоин в их прибортовых частях. На некоторых участках такой размыв с интенсивным выносом материала привел к образованию мелкосопочника нижнечетвертичного возраста (по р. Уралу, в северо-западной части территории, по р. Кумаку, в районе Шеликты и ряде других мест).

Поднятия начала четвертичного времени привели к размыву коры выветривания на пене плене и связанных с ней элювиальных россыпей золота. Размывом был захвачен и золотоносный аллювий древних долин в верховьях р. Суундука. Золотоносный аллювий был перестроен и сейчас фиксируется ниже по течению в третьей надпойменной террасе р. Суундука.

С нижнечетвертичными, как, впрочем, и более молодыми, террасами рр. Суундука, Кумака, Ори, Джарлы и других, связаны многочисленные месторождения балластных и строительных песков.

К среднему плейстоцену наметились все более или менее крупные долины Орского Зауралья, имеющие две надпойменные террасы, а дальнейшее врезание рек в глубь междуречья вместе с движениями отдельных блоков создало благоприятные условия для сноса с отдельных участков плиоценовых глин и коры выветривания. Здесь древний пенеплен был вскрыт и в небольшой степени переработан молодой эрозией.

К среднечетвертичному времени расширяются за счет размыва междуречий водораздельные склоны и образуются делювиальные глины и суглинки, закладываются мелкие долины. Последние более интенсивно врезаются на участках приподнимающихся блоков, заполняются аллювием и делювием в местах относительных опусканий.

Некоторые участки ранее существующих цокольных террас размываются. Рельеф принимает современный облик.

Следует отметить, что врезание водотоков в четвертичное время, особенно в верхней части речных бассейнов, было незначительным. Этому способствовала и климатическая обстановка в четвертичное время, т. к. климат восточного склона Урала в антропогене был относительно сухой. Это доказывается широким распространением травянистых степных форм растительности в четвертичное время и увеличением пыльцы полыней, типчака и других форм сухой степи.

В конце четвертичного времени были выведены на поверхность многие месторождения коры выветривания: охры и нонtronиты на ультрабазитах, первичные каолины на гранитных массивах.

На склонах образовались делювиальные суглинки, местами представляющие собой многочисленные месторождения кирпичных глин, а в долинах—месторождения балластных песков и галечников.

За счет размыва вновь выведенных на поверхность изверженных и метаморфических пород формируются незначительные по объему, но богатые полезными компонентами ложковые и аллювиальные россыпи. Примером могут служить россыпи редкоземельных минералов: в современном аллювии р. Желтой, Суундука, в суходолах Суундукского гранитного массива, Тик-Бутакского массива и ряде других мест. Эти факты указывают на то, что четвертичное время является также одной из важных металлогенических эпох в Орском Зауралье.

Итак, к концу четвертичного времени рельеф в результате размыва приобрел иной облик, изменились также и площади распространения его отдельных генетических типов.

Плиоценовая озерно-аккумулятивная равнина сохранилась в Жете-Кольской и Бузбинской депрессиях, на остальной части она превратилась в цокольную денудационную равнину. Так как размыв ее начался в конце верхнего плиоцена—начале четвертичного времени,—возраст этой равнины принимается плиоценово-нижнечетвертичным. Там, где постплиоценовый размыв обнажил фундамент и расчленил его на отдельные сопки, образовался мелкосопочник четвертичного возраста, а где была откопана плоская поверхность мезозойского пенеплена, отмечаются участки откопанного пенеплена.

Система	Отдел	Индекс	Описание пород	Характер тектонических движений	Климатические условия и органический мир	Основные типы сноса и осадконакопления (процессы рельефообразования)	Генетические типы и формы рельефа	Экзогенные типы сноса и осадконакопления (процессы рельефообразования)	Генетические типы и формы рельефа	Экзогенные месторождения и рудопроявления полезных ископаемых							
Четвертичная (антропоген)	Сверхверхний	В ₄	Суглинки, пески, глины, галечники.	Сводовое поднятие малой амплитуды основных положительных структур, сопутствующие движения по дизъюнктивным нарушениям, усложняющие структуру и рельеф.	Холодный климат в первой половине периода и умеренный во второй с постепенной арктизацией. Степная растительность в южной части и лесостепная в северной, широкое распространение форм сухой степи.	Эрозия, денудация, суффозионные процессы, слабое проявление эоловой деятельности ветра.	Цокольная денудационная равнина, аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина, пенеппен, откопанный пенеппен мелкосопочник склонов, денудационная равнина.	Месторождения, денудация, суффозионные процессы, проявление эоловой деятельности ветра.	Цокольная денудационная равнина, аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина, пенеппен, откопанный пенеппен мелкосопочник склонов, денудационная равнина.	Месторождения стройматериалов (пески, галечники, гравий, кирпичные глины). Проявления золота (Суундукское, Куусьское, Кваркенское), месторождения кварцевых песков и галечников высоких террас р. Урала, Суундука, Кумака.							
	Верхний	В ₃	Суглинки, пески, глины, галечники.														
	Средний	В ₂	Суглинки, пески, галечники, глины.														
	Нижний	В ₁	Галечники, пески, супеси. Суглинки, глины песчанистые.														
Неогеновая	Плиоцен	N ₂	Галлузитовые, монтмориллонитовые пестрцовые и зеленовато-серые глины с бобовником бурого железняка и гипсом, известковистые глины и известняки.	Медленное опускание всей территории, превращение в конце плиоцена дифференцированными поднятиями по широтным нарушениям.	Умеренный климат в начале периода и холодный в конце. Широкое развитие степной и болотной растительности, а также представителей хвойных и лиственных лесов умеренной зоны.	Озерная и болотная аккумуляция, денудация, эрозия в начале эпохи.	Озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины, пенеппен, цокольная денудационная равнина.	Рудопроявления болотная аккумуляция, денудация, лончатское, начале эпохи.	Озерно-аллювиальные аккумулятивные равнины, пенеппен, цокольная денудационная равнина.	Рудопроявления бобовых руд железа (Солончатское, Мусатгатское)							
			Мушкетер								N ₁	Кварцевые пески, галечники, гравийно-щебенчатые отложения, галлузитовые глины различной окраски с включением железистых сульфидов.	Медленное сводовое поднятие антиклинальных структур, отставание синклинальных, дифференцированные движения небольшой амплитуды по разрывным нарушениям, заложение эрозивно-тектонических депрессий (Теренсайская, Жетекольская, Усть-Караганская).	Умеренно-теплый климат в начале эпохи и прохладный в конце, листопадная флора умеренных широт с преобладанием сосны, ели, березы. к концу эпохи широкое разв. трап.	Эрозия, денудация, озерная и болотная аккумуляция, широкое развитие делювиальных процессов.	Проявления денудация, озерная и болотная аккумуляция, Безымширское развитие делювиальных процессов (реч вторичных)	Проявления золота (Михайловское, Колчинское, Безымширское, Кваркенское и др.), пьезокварца (речное), Теренсайское месторождение вторичных каолинов.
			Олигоцен								Pg ₃ ср-мр	Чаграйская — Наурзумская (?) свиты. Железистые песчаники, гравелиты, ожелезненные пески, каолиновые глины с углистыми прослоями.	Теплый влажный климат, представители вечнозеленой тургайской флоры: гинкго, болотный кипарис, секвойя, сосна, береза, орех и др.	Эрозия, денудация, карст, речная аккумуляция.	Цокольная денудационная равнина, пенеппен, откопанный пенеппен, мелкосопочник склонов.	Вторичные денудация, карст, речная аккумуляция, маршаллиты во-Оренбургск	Цокольная денудационная равнина, пенеппен, откопанный пенеппен, мелкосопочник склонов.
Палеогеновая	Эоцено	Pg ₂ ск	Саксаульская свита. Кварцитовидные песчаники, плоскогалечные конгломераты с кремнистым цементом, мучнистые кварцевые светлые пески, пески с углистым материалом, каолиновые и каолин-серпичитовые глины.	Медленное опускание в южной и юго-восточной части Орского Зауралья, дифференциальные движения отдельных структур небольшой амплитуды.	Сухой жаркий климат, способствующий пустынному выветриванию. Ксерофитные растения: сосны, мирты, пальмы на суше, кораллы и акулы в море к западу от исследованной территории.	Эоловая аккумуляция, денудация, дефляция, карст, эрозия, прибрежноморская аккумуляция.	Эоловая аккумулятивная равнина в юго-западной и южной части, прибрежно-морская аккумулятивная равнина на крайнем юго-востоке, приречной мелкосопочник в Кваркенском районе, пенеппен и цокольная денудационная равнина на севере и северо-западе.	Сливные кремнистые песчаники, Кольское месторождение	Эоловая аккумулятивная равнина в юго-западной и южной части, прибрежно-морская аккумулятивная равнина на крайнем юго-востоке, приречной мелкосопочник в Кваркенском районе, пенеппен и цокольная денудационная равнина на севере и северо-западе.	Сливные кремнистые песчаники. Кварцевые пески (Ега-Каринское, Кайро-Кольское месторождения)							
			Кора выветривания. Первичные каолины, охры, понтронитизированные серпентиниты и т. п.								Медленно воздымание очень небольшой амплитуды.	Влажный жаркий. Тропическая флора.	Плاناция, глубокая химическая переработка субстрата, карст.	Пенеппен, аккумулятивные равнины.	Месторождения: силикатного никеля и кобальта (Бурыктальское и др.), перичных каолинов (Домбаровское и др.).		

Участки древнего мезозойского пенеплена, тяготеющие к осевой части Восточно-Уральского антиклинория, и палеогеновый мелкосопочник не изменили своей генетической сущности с момента их зарождения, хотя облик их с течением времени менялся.

Таким образом, даже из краткого анализа условий осадконакопления и сноса Орского Зауралья видно, что генетические типы рельефа, их возраст и процессы осадконакопления и сноса неразрывно связаны друг с другом.

Вся кайнозойская геологическая история интересующей нас территории, по сути дела, является этапом переработки мезозойского пенеплена в результате небольших по амплитуде сводово-глыбовых тектонических движений. Основными эпохами аккумуляции были верхнеэоценовая и плиоценовая, когда значительные территории Орского Зауралья перекрывались континентальными осадочными толщами, а важнейшими этапами сноса — верхний олигоцен, нижний плиоцен и плиоцен-четвертичное время (табл. 1.).

Из изложенного видно, что формирование наиболее ценных месторождений полезных ископаемых связано в Орском Зауралье с эпохами поднятий и размыва древнего пенеплена. Поэтому изучение перерывов в толще континентальных кайнозойских отложений и грубокластических осадков приобретает здесь первостепенное значение. Кроме того, этим эпохам соответствует повторное наложение корообразования на ранее сформированные коры выветривания и породы складчатого фундамента, что также приводило к обогащению коры выветривания полезными компонентами. Одновременно поднятия новейшего этапа обособляли и малые структурные формы, в пределах которых располагаются рассмотренные выше месторождения. Отсюда вытекает необходимость тщательного и достаточно крупно-масштабного изучения геоморфологии и новейшей тектоники Орского Заволжья.

Л и т е р а т у р а

1 Башенна Н. В. Происхождение рельефа Южного Урала. Географиздат, 1948.

2 Безруков П. Л. и Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Труды НИИ геол. и минералог., вып. 7, 1934.

3 Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев р. Тобола, БМОИП, нов. сев., вып. 12, 1934.

4 Бер. А. Г. Геологические исследования в верхней части бассейна Тобола. Изв. Всесоюз. геолог.-раз. объединения, вып. 90, 1932.

5 Бойцова Е. П., Мазина Е. М., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геологическое строение юго-западной части Тургайского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, т. 5, Госгеолтехиздат, 1955.

6 Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. Тр. ин-та географии АН СССР, вып. 42, 1948.

7. Гинзбург И. И. Геохимия коры выветривания серпентинитов Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1938.

8. Гинзбург И. И. Основные результаты работ группы коры выветривания. Металлогения Южного Урала. Тр. СОПС АН СССР, 1941.

9. Гинзбург И. И. Ново-Айдырлинское месторождение никелевых сульфидов осадочного происхождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1943.

10. Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. ч. II, АН СССР, 1947.

11. Гудак В. А. Кора выветривания Орского Зауралья. Ученые записки Саратов. ун-та, вып. 67, 1961.

12. Кошелев П. Я. О возрасте рельефа Тургайского прогиба. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 39, 1960.

13. Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1943.

14. Наумов А. Д. Основные генетические типы рельефа южной части Урало-Тобольского междуречья и их связь с тектоническими структурами. Тр. Уфим. совещ. по геоморф. и неотек. Волго-Уфимской обл. БФ АН СССР, Уфа, 1960.

15. Наумов А. Д. Кайнозойские отложения Орского Зауралья, Уч. записки Саратов. ун-та, т. 67, 1961.

16. Никифорова К. В. Очерк континентальной истории восточного склона Южного Урала в верховьях рр. Тобола и Суундука. Тр. ИГН АН СССР, вып. 14, № 2, 1940.

17. Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала Тр. ИГН АН СССР, вып. 45, 1948.

18. Никифорова К. В. и Разумова В. Н. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урало-Сибирской герцинской платформы и закономерности размещения в них полезных ископаемых. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II, АН СССР, 1959.

19. Петренко А. А. К открытию бокситов в Орском районе. Проблемы Сов. геол., № 3, 1938.

20. Разумова В. Н. Генезис Ново-Айдырлинского сульфидно-никелевого месторождения. БМОИП, сер. геол., т. 20, № 3—4, 1948.

21. Ренгартен В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Урала и связанное с ними стратегическое сырье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1944.

22. Сигов А. П. Значение геоморфологии при поисках мезозойских и кайнозойских гипергенных месторождений Урала. Док. I пленума Геоморфол. комисии, М., 1960.

23. Спизарский Т. Н. Рельеф Айдырлинского района и история его развития. Мат. по геоморфологии Урала, АН СССР, 1948.

24. Формозова Л. Н. К вопросу о возрасте древней коры выветривания на Южном Урале. БМОИП, отд. геол., т. 22, 1947.

25. Эдельштейн И. И., Наумов А. Д. К вопросу о геологическом развитии Урало-Тобольского междуречья в мезокайнозойе, в связи с общими условиями формирования месторождений выветривания, БМОИП, № 6, 1962.

26. Яншин А. Л. Геологическая история Орского Урала в третичном периоде. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1948.

27. Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Изд. МОИП, 1953.

Б. К. ГОРЦУЕВ

О РАСЧЛЕНЕНИИ И УСЛОВИЯХ СЕДИМЕНТАЦИИ НИЖНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА СТ. ОЗИНКИ

Нижнетриасовые отложения района ст. Озинки, представленные глинами и алевролитами с прослоями песчаников и песков, залегают на сильно эродированной поверхности гипсово-ангидритовых (Озинский купол) или на песчано-глинистых и карбонатных (Гремучинский купол)* породах казанского яруса верхней перми. Их максимальная мощность составляет около 110 м.

Глины характеризуются самым разнообразным цветом: фиолетовым, кирпичным, зеленовато-серым, серым, коричневато- и красновато-бурым, зеленым, коричневым, сургучно-красным, шоколадным. Часто в одном и том же образце породы можно наблюдать постепенную или, наоборот, резкую смену окраски. В глинах нередко отмечается слоистость под углом до 75° к оси керна, они плотные, а иногда очень плотные, как правило, жирные на ощупь, комковатой текстуры, часто со значительным количеством растительного детритуса.

В известковистых разностях глин карбонат представлен перекристаллизованным, обычно пелитоморфным кальцитом, образующим отдельные включения в виде пятен или небольших линзочек. Но нередко среди основной массы прослеживаются то мелкие, то крупные монокристаллы этого минерала.

Кластический материал, которого больше в песчанистых и меньше в известковистых разностях, в большинстве случаев распределен в породе неравномерно. Он часто образует скопления и, в основном, состоит из зерен кварца различной степени окатанности, но в большинстве случаев угловатой и полуугловатой формы. Их размер изменяется в пределах от 0,04 до 0,4 мм.

Из других минералов следует указать на рудные, слюды

* Гремучинский купол расположен северо-восточнее Озинского купола на 15 км.

(мусковит, реже биотит), циркон, полевые шпаты, хлориты, гранаты. Они встречаются в незначительных количествах. Структура глин пелитовая.

По мере движения вниз по разрезу число прослоев, содержащих кристаллы гипса и ангидрита, возрастает. Встречающийся в глинах гипс белого цвета, волокнистый, а ангидрит — серый и белый, с розовым оттенком, плотный.

Алевролиты также пестроцветные, плотные, слюдистые, нередко известковистые. Песчаники кварцевые, пестрой окраски, очень плотные, иногда известковистые, от тонко- до среднезернистых, образуют прослои небольшой мощности. На Озинском куполе кластического материала содержится до 50—60%. Он сложен бесцветными зернами кварца угловатой, полуугловатой и полуокатанной формы, а также свежими зернами полевых шпатов (плагиоклазами, реже микроклином) с ясными линиями и решеткой двойникования. Отмечается присутствие в небольшом количестве халцедона, имеющего характерное радиально-лучистое строение. Цемент песчаника базального типа, смешанный: карбонатный и, в меньшей степени, глинистый. Карбонат представлен бесцветными мелкими зернами кальцита. Структура песчаников тонко- и мелкозернистая. Пески зеленовато-серые, кварцево-полевошпатовые, слабо уплотненные.

В описываемых породах какой-либо закономерности в распределении окраски обнаружить не удалось.

Нами отдано из скв. I (Озинский купол) на химический анализ 15 образцов и из скв. 18 (Гремучинский купол) — 8 образцов.

Химический состав описываемых пород приводится в табл. 1. В пределах Озинского купола (скв. 1) в нижне-триасовых отложениях содержание окислов алюминия несколько выше, чем в породах Гремучинского купола (скв. 18). По разрезу оно не испытывает значительных колебаний. Так, если в верхнем горизонте окислов алюминия содержится от 11 до 16,31%, то в среднем и нижнем они не превышают 17,14—17,69%.

В скв. 18 в нижнетриасовых породах Al_2O_3 присутствует в количестве от 5,06 до 9,91%, а в одном образце, взятом с глубины 138 м, его отмечается 18,52%. По нашему мнению, пестроцветы триаса заслуживают тщательного изучения с точки зрения выявления в них повышенных содержаний окислов алюминия. Как показано в табл. 1, в отдельных образцах Al_2O_3 насчитывается в количестве почти 19%. Кроме того, надо учитывать, что макроскопически некоторые разности изученных отложений весьма напоминают бокситоподобные породы. Не исключена возможность, что рассматриваемые отложения могут оказаться обогащенными окислами алюминия и в связи с этим использоваться в практических целях.

**Результаты химического анализа нижнетриасовых пород
района ст. Озинки**

Таблица

№ скв.	№ обр.	Глуб. в м от устья скв.	Содержание в процентах								
			гигро- влага	Ппп*	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	CaO	MgO
1	30	210	3,87	15,34	39,20	11,04	9,53	0,23	0,40	5,13	11,21
	31	212	5,46	5,99	55,04	16,31	11,44	0,25	0,80	2,16	3,99
	34	219	4,49	3,85	59,28	14,20	9,53	0,27	—	2,70	3,80
	36	223	4,78	7,85	57,04	11,45	7,15	0,20	1,60	5,94	8,36
	39	229	2,84	17,64	38,80	12,65	7,15	0,20	—	3,51	14,06
	43	234	5,70	7,19	55,52	12,85	8,94	0,21	0,40	3,78	5,32
	45	238	3,37	20,14	34,40	16,54	5,72	0,14	1,20	9,18	12,16
	48	244	6,24	6,32	56,40	15,59	8,17	0,24	0,80	2,16	7,22
	52	252	4,95	8,07	54,48	10,07	7,73	0,20	1,60	4,86	5,32
	57	262	4,22	8,42	55,04	11,88	8,94	0,18	0,80	4,59	5,13
	66	283	5,08	4,23	58,00	12,85	7,33	0,22	1,60	3,51	4,75
	67	285	4,77	10,75	50,32	15,31	7,94	0,15	1,20	1,08	9,88
	72	296	5,96	5,03	56,00	16,69	8,94	0,17	—	7,83	1,71
	73	298	4,67	7,00	54,96	17,14	7,15	0,11	0,80	5,94	4,56
77	306	2,98	3,80	56,00	17,69	8,17	0,14	1,20	2,97	4,56	
18	401	86,5	0,62	16,51	53,48	8,79	3,00	0,21	1,10	7,40	5,22
	403	95	0,51	14,60	58,56	9,91	3,00	0,19	0,61	6,14	4,76
	405	101	1,98	14,73	48,24	9,12	2,68	0,20	4,10	8,06	7,20
	407	108	0,39	21,46	52,88	5,57	2,55	0,18	0,49	8,07	5,84
	410	112,5	0,68	32,74	31,12	8,21	5,10	0,19	1,90	11,42	8,17
	412	116,5	0,51	25,03	45,76	7,69	3,64	0,17	1,47	9,75	3,76
	415	126	0,46	22,27	53,52	5,06	2,68	0,16	0,06	8,59	5,70
	419	138	1,97	5,80	58,04	18,52	6,37	0,11	0,49	4,97	2,43

* Ппп — потеря при прокаливании.

Отсюда вытекает задача первостепенной важности — детальное исследование пород с точки зрения выяснения наличия в них в промышленных количествах алюминия. И здесь, по нашему мнению, перспективными могут быть нижнетриасовые отложения.

Содержание Fe₂O₃ по разрезу изменяется в сравнительно небольших пределах: на Гремучинском куполе — от 2,55 до 6,37%, на Озинском — от 5,72 до 11,44%. P₂O₅ отмечается в количестве не выше 0,3%. SiO₂ содержится очень много — от 31,12 до 59,28%. K₂O и Na₂O в образцах не определялись.

Какой-либо закономерности в распределении CaO и MgO не наблюдается. В целом породы, развитые на Гремучинском куполе, по сравнению с Озинским, CaO обогащены несколько больше (его насчитывается в отдельных случаях почти 12%)**.

В связи с отсутствием в описываемых отложениях макро- и микрофауны, а также спор и пыльцы, они были подверг-

** Химические анализы выполнены сотрудниками НИИ геологии Саратовского госуниверситета Н. Н. Беловой, А. М. Олейниковой и С. М. Мишиной.

нуды подробно минералогическому и спектрально-аналитическому исследованию с задачей выделения в них минералогических коррелятивов и химических элементов-индикаторов, которые можно было бы использовать в целях корреляции стратиграфических разрезов.

На основании результатов иммерсионного анализа (всего изучено 69 образцов*) породы нижнетриасового возраста, по нашему мнению, представляется возможным расчленить на три пачки: нижнюю, среднюю и верхнюю. Этим пачкам, как будет показано ниже, соответствуют свои особые минеральные горизонты (табл. 2, 3).

Из табл. 2, 3 видно, что для пород нижнетриасового возраста типичен хлоритово-апатитово-кальцитовый минеральный комплекс. Зерна хлорита в них отмечаются постоянно и в количестве обычно свыше 1%. Весьма характерно, что в отдельных образцах их содержание в тяжелой фракции увеличивается до 34%. Они представлены изотропными или почти изотропными, бесцветными, зелеными, бурыми или буровато-зелеными чешуйками и листочками, как правило, с точечными включениями рудных минералов. Зерна апатита бесцветные, главным образом, призматической формы, встречаются почти во всех образцах; нередко их количество достигает 4—8%. Зерна кальцита бесцветные и серые, полууголоватые и полуокатанные; изредка слагают даже почти всю легкую фракцию (до 95%). Если учесть, что они в залегающих выше породах байосского возраста почти не прослеживаются, то не трудно представить их значение при расчленении разрезов.

В нижней пачке ее мощность равна 30 м (табл. 2, 3), преобладающая роль принадлежит доломиту (особенно это относится к ее верхней части). Зерна его бесцветные и серые, как правило, ромбоэдрической формы, с поверхности, в большинстве случаев, покрыты бурыми налетами гидроокислов железа, а иногда и сидерита. Их прослеживается нередко до 40—80%, а в некоторых случаях даже до 100% (скв. 18).

В средней пачке ее мощность достигает почти 50 м, отмечается повышенное содержание зерен эпидота-цоизита; они бесцветные, серые, зеленовато-желтые или светло-зеленые, имеют полуокатанную и неправильную форму. Эти минералы встречаются постоянно и в количестве в среднем не менее 10—15%. Очень важно, что в породах нижней и верхней

* Иммерсионные анализы сделаны М. И. Благовидовым и автором настоящей статьи. Они осуществлялись по следующей методике. Образцы горных пород разделялись с помощью жидкости Туле на тяжелую и легкую фракции, размер частиц которых был равен 0,01—0,25 мм. При подсчете все компоненты тяжелой фракции, включая и рудные минералы, принимались за 100%. Легкая фракция также перечислялась на 100%.

Таблица 2

С х е м а
расчленения нижнетриасовых отложений района ст. Озинки по результатам иммерсионного
и спектрального анализов.

Пачка	Мощность, м	Минеральный комплекс	Минеральный горизонт	Элементарный состав	
Верхняя	32	Хлоритово-апатитово-кальцитовый	Глауконитовый	Много титана (обычно более 1%) и стронция (чаще всего не менее 0,003%)	Много кальция (обычно свыше 1%). Есть кобальт (до 0,01%)
Средняя	49		Эпидотово-ционитовый		Мало кальция (как правило, 0,001—0,005%). Есть кобальт (до 0,01%)
Нижняя	30		Доломитовый		Много кальция (часто свыше 1%). Нет кобальта.

Таблица 4*

Название куполов	№ скв.	Число изуч. обр.	Элементы								
			Ca	Mn	Cu	V	Ti	Na	Sr	Ni	Co
Озинский	1	43**	37	40***	38	36	43	35	34	30	5
			обычно более 0,1	0,001—0,1	0,0005—0,02	0,01—0,2	обычно более 1	0,001—0,1	обычно более 0,3	0,005—0,03	0,01
Гремучинский	9,18	8	8	8	7	4	8	7	8	3	1
			обычно более 0,1	0,005—0,1	0,0005—0,005	0,05—0,1	обычно более 1	0,005—0,1	обычно 0,03	0,005—0,05	0,01

* Спектральные анализы сделаны И. Ф. Лобановым и автором.

** В скв. 1 на спектрограмме четырех образцов из элементов были определены лишь марганец, ванадий, медь, никель и титан.

*** Цифры показывают: в числителе—количество образцов, в которых отмечается данный элемент, в знаменателе—минимальное процентное содержание элемента.

**Минералогический состав пород нижнетриасового
по данным иммерсионного**

Группа	Система	Пачка	Минеральный горизонт	№№ образцов	Глубина взятия образцов в м (от устья скважины)	Содержание минералов тяжелой													
						рудные минералы	циркон	турмалин	рутил	эпидот-цинцит	гранаты	роговая обманка	квантит	ставролит	пироксены	биотит	мусковит		
М З О О О Н О В А Я К Л Я	Т Р Е Д Ц И Т О В Ы Й	С Р Е Д Ц И Т О В Ы Й	Г Л А У К О Н И Т О В Ы Й	25	200	76.6	1.5	ез	ез	0.4	1.1	0.4	ез			3.			
				26	202	92.8	0.7	ез	ез	ез	0.8	ез	ез			07.			
				27	204	ез													
				28	206	77.3	2.3	0.9	ез	ез	ез	ез	1.7			0.3			2
				29	208	94.1	ез	ез	ез	ез	ез	0.3							1
				31	212	86.5	0.9	ез	0.5	ез	ез	0.7							1.2
				32	214	88	ез	ез		ез	ез	1	ез	ез	ез				1
				34	219	77	2	ез	ез	ез	ез	2							1
				35	221	79	ез		ез	3	9			ез					ел
				36	223	83	1	0.5	0.5	0.5	3								3
				37	225	84	1	ез	ез	ез	2								3
				38	227	76	1	1	ез	1	2								2
				39	229	81	ез		ез	2	ез								2
				40	230	77	ез	ез	ез	ез	1								4
				41	232	66	2	ез		23	1					ез			ел
				43	234	51	3	1	ез	34	3								ел
				44	236	85	ез			9	ез							ез	3
				45	238	54	1	ез	ез	27	3								1.5
				46	240	78	0.5			7	0.5								2
				47	242	85	ез	ез		ез	ез								2
				48	244	47	1	ез	ез	32	4								1
				49	246	50	ез	ез	ез	37	2						1	1	2
				50	248	53.5	1.5	0.3	ез	35.4	2.5	ез							0.4
				51	250	49.5	ез	ез	0.3	22.7	1.6						ез	ез	2.6
				52	252	47.8	1.6	0.6	0.6	41.9	2.3	ез					0.3	2	ел
53	254	47.4	0.5	0.5	0.9	44	0.8							ез					

Таблица 3

возраста по разрезу скв. № 1 (Озинский купол)
анализа

фракции (в %)									Содержание минералов легкой фракции (в %)							
хлориты	сфен.	пикотит	анатаз	корунд	барит	доломит	апатит	сидерит	фосфориты	кварц	полевые шпаты	мусковит	глаукоцит	кальцит	кремнисто-глинистые агрегаты	хлориты
14.1	1.1	ез		ез			1.7	ез		17.8	2.3	ел			68.9	11
3.0	0.5		ез				1.5		ез	20.3	3.9			36.7	26.2	12.9
								100		46.6	12.5	ел		1	27.4	12.5
9.6	0.6	ез		ез	1.1		4.2	ез		20.0	1.7	ел		43.3	16.2	14.8
3.6		ез	ез	ез			0.5	0.5	ез	8.7	ез			14.4	75.8	1.1
8.7				0.3			1.2	ез		20	3.2	ел		2.1	74	0.7
7		ез		ез	ез				3	7	ез	ел	ез	1	92	ел
10		ез		ез	7				1	59	1	ел	3.	1	36	
7		ез		ез	2				ез	42	ез	ел	ез	ез	58	
6		0.5			2					85	1	ел	ез	ез	14	
8		1		ез	1				ез	82	3	ел	3	1	11	
12		2		1			2			63	1	1	6	7	23	
11							ез		4	33	ез	ел	4	3	58	2
15		ез					3		ез	19	0.5	ел	0,5	3	77	
3			ез	1	ез		3			64	1	ел	2	2	31	ел
3		ез	ез				4			83	1	ел	1	2	13	
1.5							ез		ез	4		1		1	94	
5				1.5			4			34	1	ел	ез	54	11	
8				ез		0.5	1		0,5	5	ез	ел		95		
8		ез				1.5	0.5			24	2	ел		2	72	ел
7		ез					3			50	ез	1		2	47	
5							2			71	2	1		5	21	
3.3		ез					1.7			48	7.4	ел		3.3	41.3	
8.2				ез		6.8	2	ез		62.6	5.5	0.6		23.8	5.8	1.7
0.3		0.3			ез		1.9			71.2	7.2			0.9	20.7	
2.7	ез	ез		ез		0.3	1.4			74	10			3.6	12.4	

Группа	Система	Пачка	Минеральный горизонт	№№ образцов	Глубина взятия образцов в м (от устья скважины)	Содержание минералов тяжелой												
						Рудные минералы	циркон	турмалин	рутил	эпидотцистит	гранаты	роговая, обманка	кванцит	ставролит	пироксены	биотит	мусковит	
М е з о з о о й с к а я	Т р и а с о в а я	Н и ж н я я с р е д н я я	Д о л м и т о в ы й э п и д о т ц и с т и т о в ы й	54	256	76.8	1.2	ез	0.3	9.1	3.0			0.3	0.6	1.5		
				55	258	60.3	1.4	ез	ез	28.7	1.4			ез	0.9	2	1.5	
				56	260	72.7	0.4	ез		18.2	1.5			ез	1	0.6	0.8	
				57	262	70	0.7	0.6	ез	2.6	1					2.3	6	
				58	264	69	1.4	1.1	0.3	2.2	0.6				ез	7.3	3.4	
				59	265	70.4	1	0.5		20.6	1.5					0.6	ел	0.9
				60	267	58.1	0.5		0.3	0.9	ез					0.3	6.1	
				61	269	46.5	1.8	ез	ез	25.4	2.7	ез					3.7	
				62	271	82.4	1.1	ез	ез	7.6	2.1	ез			ез		1.3	
				63	273	58.4	1.4	1	ез	8.4	4.1				ез	5.3	ел	2.5
				64	275	61	2.3	0.3	ез	23	2.4				ез	5.3		0.3
				65	280	69.6	0.6	0.9	0.3	6.6	0.6				ез	0.3		4.8
				66	283	22.1	0.5	ез	ез	0.9	0.8						2.2	0.3
				67	285	11.1	0.6	ез	ез	ез	ез						0.4	0.6
				68	287	61.9	0.9	0.3	ез	1.6	1.6						2.3	0.8
				69	290	1.5		ез		ез	ез						0.3	ел
				70	292	44.9	0.3	ез		ез	0.3						2.7	0.9
				71	294	51.7	0.3	ез	ез	0.3	0.4						0.7	1.1
				72	296	59	1.5	ез	ез	ез	1.8							1
				73	298	79.9	1.3	ез	0.3	0.4	1.6	ез				0.6	1.8	1.3
74	300	85	ез		ез	0.5	0.6					ез	0.6	2.1				
75	302	87.6	1.8	0.3	0.6	0.3	1.5					ез		ел				
77	306	81.5	ез	ез	ез		ез						0.3	3.8				
78	308	83.8	1.2	0.4	ез	0.4	1.1	ез			ез		0.4	0.3				
79	310	82.1	2.6	ез	ез	0.6	1.0	ез				ез	ел	1				

ПРИМЕЧАНИЕ: 1. Обр. 26 и 28 представлены рыхлым песчаником, а остальные — глиной.

2. ез. — единичные зерна, ел — единичные листочки.

фракции (в % %)								Содержание минералов легкой фракции (в %)								
хлориты	сфен	пикотит	анатаз	корунд	барит	доломит	апатит	сидерит	фосфориты	кварц	полевые шпаты	мусковит	глаукоцит	кальцит	кремнисто-глинистые агрегаты	хлориты
1.7		ез		0.3		0.9	4.3	ез		68.1	9.4			2.2	20.3	
2	ез						1.8			39.8	6.4				53	0.8
3.8							1			48.3	6			1.1	44.6	ел
12.9	0.3	ез		ез		1.2	2.4	ез		10.5	0.7	ел		5.1	81.9	1.8
12	ез						2.7			27.9	3.2	ел		9.2	56.2	3.5
3.6		ез		ез		0.3	0.6			29.3	4.1	ел		2.1	63.4	1.1
33.3							ез	0.5		28.5	2.4	1.6		7.7	50.8	9
8.8	ез			0.4	0.6	2.1	7.6		ез	63.7	6.8	0.7		7.2	19.3	2.3
2.8	0.6	ез					ез	2.1		40.8	2.9			2.5	53.8	
12.4	0.4	0.4		ез	2		3.3		ез	38.4	4.3			5	51.2	1.1
3.1	0.5				0.3		1.5		ез	44.3	3.7			4.9	45.9	1.2
10.2	0.7	1.1	ез	0.3	ез		3.7	0.3	ез	36.3	5	ел		12.2	45	1.5
1.9			ез	ез	0.3	70.6	0.4			46	4.6				48.7	0.7
1.4			ез			85.9	ез			22.2	1.2	ел		1	72	3.6
4.3		0.3		0.3	ез	24.7	0.9			37.2	3.2				58.9	0.7
0.3					ез	97.9				подсчет не производился						
4.8			ез	0.3		45.4	0.4			13.5					85.9	0.6
2.6			ез			40.2	2.6	ез		21.6	2.2	ел		1.5	71.4	3.3
5		ез		1.5	16.9	9.1	3.9		0.3	55.1	6.1			ез	37.4	1.4
5.7				ез	0.8	0.4	5.9			27.3	8.8			16.1	45.4	2.4
10.2				ез			1			30.4	1.9	0.6		6	57.8	3.3
1.8	ез	ез		ез	0.6	0.3	5.2			25.8	8.5			16.7	45.6	3.4
12.5		ез		0.3		0.5	1.1			15.9	1.8			5.3	73.4	3.6
3		ез		1.6	ез	1.6	5.8	0.4		29	5.4			14.9	47.1	3.6
10.7		ез			0.8	0.4	0.8		ез	28.1	5			10.4	53.8	2.7

пачек эпидот и цоизит или отсутствуют совершенно, или прослеживаются в количестве не более 3%. Это обстоятельство дает возможность весьма четко выделять рассматриваемые отложения в разрезе, что наглядно видно в табл. 1.

Для пород изученной пачки исключительно характерным является почти полное отсутствие зерен глауконита, который имеет коррелирующее значение для верхней пачки.

Верхней пачке, как было сообщено выше, соответствует глауконитовый минеральный горизонт, мощностью в 32 м. В легкой фракции зерна глауконита отмечаются почти всегда и иногда в количестве до 6%. Они зеленые и желтовато-бурые, как правило, полуокатанные, то свежие, то выветрелые.

Нельзя не обратить внимание на большое различие в мощностях ниже-триасовых пород в пределах как Озинского, так и Гремучинского куполов. Это связано прежде всего размывом, что необходимо всегда учитывать при корреляции разрезов, так как в отдельных пунктах мы можем отмечать наличие всех трех пачек, а в других — выпадение некоторых из них.

Результаты спектральных анализов, на основании исследования 51 образца, также свидетельствуют о возможности расчленения нижнетриасовых отложений на три пачки (табл. 2).

В породах нижней пачки в значительном количестве отмечается кальций, содержание которого нередко превышает 1%. В то же самое время в них не встречается кобальт, обнаруживаемый в свою очередь в отложениях средней и верхней пачек (до 0,01 %).

Породы средней пачки характеризуются незначительным содержанием кальция; этот элемент лишь в отдельных случаях присутствует в количестве до 0,05%, а обычно он обнаруживается до 0,001—0,005%.

Здесь почти всегда прослеживается марганец (до 0,01—0,05%), ванадий (до 0,1—0,2%), медь (до 0,005%), никель (до 0,03%). Обращает на себя внимание повышенное содержание стронция (обычно свыше 0,03%) и титана (как правило, более 1%) — как и в отложениях нижней пачки.

В породах верхней пачки опять увеличивается содержание кальция, его особенно много становится в самых верхних горизонтах (нередко более 1%). Эта особенность в распределении кальция имеет важное значение при проведении границы между триасом и байосом, т. к. в последнем рассматриваемый элемент встречается в исключительно небольших количествах (не свыше 0,1%). В отложениях верхней пачки марганца насчитывается обычно 0,1%, меди—0,02%, натрия—0,1%.

В целом, как это вытекает из табл. 4, в породах нижней

триасового возраста очень много титана (обычно более 1%) и стронция (как правило, не менее 0,03%).

Как свидетельствуют рентгеноструктурные исследования, выполненные в рентгеноструктурной лаборатории геологического факультета СГУ, глинистые минералы нижнетриасовых отложений в изученном районе состоят из монтмориллонитов, иллитов и, возможно, хлоритов (Д. С. Жутеева, 1963).

О наличии монтмориллонитов указывает хорошо прослеживающийся на порошковых рентгенограммах базальный рефлекс (001), соответствующий 14,40 кХ. Он представлен обычно широкой линией с интенсивностью в 10 баллов. Рефлекс в 7кХ обнаруживается по тонкой линии средней и слабой интенсивности. Дебаевская линия (060) в 1,50—1,52 кХ, как правило, имеет интенсивность в 8—10 баллов; она, в подавляющем большинстве случаев, широкая и несколько диффузная, так как является результатом слияния с рефлексом (060) иллитов.

Четко прослеживающийся рефлекс (002), равный 9,8—10,2 кХ, говорит о присутствии в глинах иллитов. Он при нагревании становится более отчетливым. Довольно ясно виден рефлекс (004) в 4,97—5 кХ. Особенно четко представлен рефлекс (006) в 3,3 кХ. Рефлекс (060) с высокой интенсивностью, как отмечалось выше, имеет обычно d/p -1,50 кХ. Особенности рефлексов (002) и (060) свидетельствуют о мусковитовом (диоктаэдрическом) типе иллитов.

О наличии в рассматриваемых глинах хлоритов могут говорить такие рефлексы как 13,4—14,40; 7,1; 3,5; 2,4—2,5; 1,51—1,52 кХ, имеющие слабые и средние интенсивности.

Очень важно отметить, что термические исследования подтверждают иллитово-монтмориллонитовый тип нижнетриасовых глин. На дифференциальных кривых нагревания прослеживаются почти все характерные экзо- и эндотермические эффекты как для монтмориллонитов, так и иллитов. О возможном присутствии хлоритов можно судить по эндотермическому максимуму при 600° С и эндотермическому пику при 800°С с переходом его в экзотермический при 860°С. Анализ результатов иммерсионных и спектральных исследований показал, что минералогический и элементарный состав описываемых пород свидетельствует об их одновозрастности и принадлежности к одному и тому же циклу седиментации. Они обязаны единой области сноса, в результате чего и был образован один и тот же минеральный комплекс.

Рассматриваемые отложения, как уже отмечалось, лишены фаунистических и флористических остатков. В связи с этим нет до сих пор единой точки зрения о возрасте и стратиграфическом положении описываемых пород.

Одни геологи, например, А. Н. Розанов, [4], М. П. Казаков, М. М. Чарыгин и др. [2] относили их к триасу, другие—

к пермотриасу [1]. Некоторые же исследователи, в частности, П. Е. Харитонов, А. И. Горькова, В. П. Бардина (1951), не обосновывая палеонтологическим или каким-либо другим фактическим материалом, лишь высказывали мысль о том, что предположение А. Н. Розанова [4] о их триасовом возрасте, по-видимому, является более вероятным, и отсюда всю толщу включали в триас.

Нам представляется, что исследованные отложения должны относиться к нижнему триасу. Основанием для такого вывода могут служить следующие факты. Разведочное бурение с несомненностью показывает, что как на Гремучинском, так и на Озинском куполах изученные породы непосредственно перекрыты отложениями байосского возраста (скв. 1, 18 и др.). Об этом же свидетельствуют их литологические, структурные и иные особенности, с исчерпывающей полнотой изложенные в наших геологических отчетах за 1959—61 гг.

По данным спектральных анализов, как и по результатам иммерсионных исследований, наиболее четко устанавливается верхняя граница нижнего триаса. Наибольшее значение здесь принадлежит кальцию, в связи с тем, что он в залегающих выше байосских породах или совершенно отсутствует, или встречается в количестве не свыше 0,1%.

Указанная выше закономерность в распределении этого химического элемента в байосе дает возможность весьма четко проводить верхнюю границу нижнего триаса, даже не прибегая к специальным палеонтологическим исследованиям.

В то же самое время в ряде скважин, заложенных на рассматриваемых куполах (скв. 2, 3, 6 и др.) байосские отложения непосредственно подстилаются татарскими или казанскими породами верхней перми, о чем свидетельствуют данные фаунистического и спорово-пыльцевого анализов.

По своему минералого-петрографическому и элементарному составу последние резко отличаются от триасовых. Так, в частности, в татарских породах тяжелая фракция не содержит зерен апатита, который, в свою очередь, является коррелятивным минералом для триаса и байоса.

Отсюда следует, что описываемые отложения следует относить к нижнему триасу. Средний и верхний триас в Саратовском Заволжье отсутствует.

Проведенные минералого-геохимические исследования с учетом использования литературных сведений дают нам возможность высказать следующие соображения об условиях образования пород нижнетриасового возраста.

Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет присоединиться к высказываниям Р. И. Быкова о том, что «в западных же районах Прикаспийской впадины (к западу от меридиана оз. Индер) в казанский век, по-видимому, существовал морской меридионально-ориентированный бас-

сейн» [2]. Но необходимо подчеркнуть, что береговая линия на описываемой площади не оставалась все время неизменной.

Об этом можно судить по наличию в разрезах то типично морских, то континентально-лагунных отложений. Но здесь следует учитывать, что, вероятно, даже в конце казанского века рассматриваемый район на какие-то промежутки времени испытывал нисходящие движения, т. е. снова погружался. Области сноса находились сравнительно близко.

В татарское время континентально-лагунный режим все более и более утверждался. Наличие в татарских породах значительного количества растительных остатков и их характер указывают на теплый и влажный климат, установившийся на суше.

По мнению С. Н. Краузе и Е. А. Киреевой (1951), в восточной части Саратовского Заволжья в послеказанское время, по всей вероятности, происходило формирование значительной по своим размерам депрессии, в которую начали притекать пресные воды. В результате этого гипс-ангидритово-глинистая толща верхов казанского яруса покрывается глинисто-песчаной свитой нижнего триаса. Но последняя, как известно, уже не содержит гипса и ангидрита. С подобной точкой зрения мы согласны.

В нижнетриасовую эпоху восходящие движения продолжались. Установились типичные континентально-лагунные условия.

Как показывают минералогические исследования, в нижне-триасовых отложениях среди минералов тяжелой и легкой фракций широко распространены хлориты, минералы, содержащие закисное железо, гематит, различные гидроокислы железа. Результаты спектральных исследований указывают на значительное обогащение описываемых пород марганцем. Наличие перечисленных выше минералов и элементов в основном и обуславливает ту пеструю окраску, которая характерна для пестроцветов нижнего триаса.

Известно, что, по мнению С. Г. Саркисяна [5], фиолетовая окраска пестроцветных отложений, развитых в Приуралье, объясняется наличием в них окислов марганца, зеленый цвет является следствием нахождения закисного железа, а серый — обусловлен имеющимися органическими остатками. Эти выводы можно распространить и на пестроцветы, развитые и на изученной территории.

Как доказано предыдущими исследователями [5 и др.], наличие в разрезе пород, имеющих красный и бурый цвета, указывает на их образование в мелководных водоемах (озерах, лиманах, лагунах и др.) в условиях теплого и влажного климата. Но данные цвета являются особенно типичными для описываемых отложений. Следовательно, мы располагаем до-

статочно вескими основаниями, чтобы рассматривать нижнетриасовые породы, как образовавшиеся в условиях аридного климата.

Присутствие в тяжелой фракции значительного количества пирита, его почти повсеместное распространение говорит об образовании этих осадков в мелководных бассейнах при сероводородном заражении. Такой же взгляд был высказан и И. Ф. Лобановым [3]. Он считает, что среда, в которой происходил процесс осадкообразования, имела восстановительный характер. Этот исследователь указывает на наличие в триасовых отложениях среди глинистых минералов ферримонтмориллонита, образующегося, как известно, в условиях щелочной среды.

К концу триаса изученная территория оказалась настолько приподнятой над уровнем моря, что ранее образовавшиеся осадки частично стали размываться.

Континентальный режим продолжался вплоть до среднеюрского времени, после которого началась морская трансгрессия, вызвавшая образование значительных по мощности пород байосского и батского возраста.

Литература

1. Дорохов В. Я. Озинское месторождение калийно-магнезиальных солей. Сб. «За недра Волго-Прикаспия». Саратов, 1940.
 2. Казаков М. П., Быков Р. И., Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Знаменский В. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазоносности. Гостехиздат, 1958.
 3. Лобанов И. Ф. К геохимии отложений триаса Саратовского Поволжья. Научный ежегодник СГУ, 1955.
 4. Розанов А. Н. Основные черты геологического строения Заволжья в связи с глубоким бурением в газоносном районе. БМОИП, отд. геол., новая серия, т. IX, вып. 1—2, 1931.
 5. Саркисян С. Г. Петрографо-минералогические исследования верхне-пермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд. АН СССР, Москва, 1949.
-

Д. С. ЖУТЕЕВА, Ф. А. КИРЕЕВ

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ НИЖНЕТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯ ГОРЫ Б. БОГДО (Волгоградское Заволжье)

Нижнетриасовые породы в пределах Прикаспийской впадины развиты широко, но на поверхность они выходят лишь в двух пунктах: в районах озер Баскунчака и Индер. Наиболее детально разрез их можно проследить в естественных обнажениях горы Б. Богдо (около озера Баскунчак). Здесь они представлены в нижней части пестроцветными глинами и алевролитами озерно-лагунного происхождения, а в верхней части—морскими светло-серыми известняками, зеленовато-серыми и голубовато-серыми глинами. Пестроцветные глины и алевролиты относятся к ветлужскому ярусу, морские глины и известняки—к баскунчакскому ярусу нижнего триаса. Глинистые минералы пестроцветных отложений изучались Ф. А. Киреевым, морских отложений—Д. С. Жутевой.

Из указанных пород на различные виды рентгеновского фазового анализа было отобрано около 50 образцов глин (исследовалась фракция меньше 0,001 мм). Тонкая фракция отбиралась по общеизвестной методике: навеска породы весом 30—50 г помещалась в фарфоровую чашку или стакан с дистиллированной водой. Через 24 часа размокшая порода растиралась и заливалась 2—5% раствором соляной кислоты без подогрева. После полного растворения карбонатов навеска на фильтре отмывалась дистиллированной водой, затем помещалась в цилиндрический стакан с водой и взбалтывалась. Через каждые 24 часа в широкую посуду с плоским дном сливался семисантиметровый столб суспензии и ставился высушиваться на воздухе. Для ускорения процесса высыхания глинистая суспензия иногда выпаривалась на водяной бане в фарфоровой чашке при температуре не выше 30°. Высушенная глинистая фракция затем осторожно размельчалась (раздавливанием, а не растиранием) до однородной тонкой пудры и изучалась. Следует отметить, что длительная обработка соляной кислотой сильно карбонатных морских нижнетриасовых пород

могла привести к некоторой потере минералов группы хлорита и монтмориллонита.

Исследование порошков глинистой фракции в рентгеновских лучах осуществлялось на универсальной рентгеновской установке для структурного анализа УРС 55-А. Глинистые породы нижнего триаса обычно содержат большое количество железа, поэтому на аппарате устанавливалась трубка с железным ($FeK\alpha$) излучением (стеклянная электронная трубка типа БСВ-2). В целях сокращения экспозиции фильтры для поглощения β -излучения не применялись. На трубку подавалось напряжение в 38—40 *kv* и сила тока в 16—17 *ma*.

Перед съемкой порошок глинистой фракции набивался в цилиндрический капилляр с диаметром 0,3 мм, сделанный из цаповлака, и помещался в камеру типа РКД с диаметром 57,3 мм. Ловушка и диафрагма камеры были специально переделаны для работы с глинистыми минералами: у ловушки уменьшен диаметр до 2 мм, в диафрагму вставлен свинец толщиной в 1,5—2 мм с отверстием 0,3 мм. После указанной переделки время экспонирования образцов составляло 6—7 час.

Результаты исследований нижнетриасовых отложений позволяют сделать следующие выводы (Табл. 1 и 2).

Глинистые минералы в основном представлены гидрослюдами. На порошковых рентгенограммах естественных и прокаленных образцов можно наблюдать более 30 типично глинистых дифракционных линий и полос. Первые представляют собой обычно четкие линии различной интенсивности и располагаются в большинстве своем в области малых углов отражения. Двумерные полосы различной ширины и интенсивности занимают область средних углов отражения и соответствуют значениям межплоскостных расстояний от 2,4 до 1,6 kX^* . Несколько тонких линий слабой и средней интенсивности с $\frac{d}{n}$ равным 4,21; 1,81; 1,54; 1,38 kX , относятся к тонкозернистой примеси кварца.

Все типичные рефлексы основного компонента глин—гидрослюда, как правило, хорошо прослеживаются. На рентгенограммах четко выделяется почти полный ряд целочисленных базальных отражений: 9,9—10,3 kX (002); 4,9—5 kX (004); 3,3 kX (006); 1,97—1,99 kX (0.0.10). Слабое отражение 2,5 kX (008) (табл. 2), видимо, закрыто фоном следующей за ним двумерной полосы с максимумами интенсивности, соответствующими значениям межплоскостных расстояний 2,46—2,47 и 2,35—2,39 kX .

Рефлекс (002) на рентгенограммах триасовых гидрослюд обычно представлен очень интенсивной, широкой, немного

В табл. 2. межплоскостных расстояний и относительных интенсивностей эта область значений не приводится.

Результаты рентгеноструктурных исследований пестроцветных отложений нижнего триаса г. Б. Богдо.

(Межплоскостные расстояния $\frac{d}{n}$ выражены в кХ, а интенсивность

J — в баллах по 10-балльной шкале)

Табл. 1

hkl	1		2		3		4		5		6		7	
	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
002	8	9,98	9	9,99	9	13,53	1	14,40	7	13,53			2	13,69
			4	6,98			4	7,03			2	7,03		
004	4	4,97	5	4,93	3	4,91	3	4,91	4	4,91	1	4,93	3	4,91
110	8	4,47	10	4,45	10	4,45	9	4,49	9	4,43	5	4,43	5	4,49
			3	4,21	3	4,19	3	4,19	3	4,19	5	4,19	2	4,19
022	2	4,11	1	4,03							3	4,00		
023	2	3,7	6	3,67	4	3,66	6	3,65	5	3,66	5	3,65	4	3,65
114	2	3,4	4	3,52	1	3,51	4	3,52	1	3,48	3	3,49	1	3,49
006	6	3,31	10	3,33	10	3,33	10	3,32	10	3,32	10	3,32	10	3,33
114	2	3,20	4	3,20	3	3,22	4	3,20	3	3,18	5	3,18	2	3,17
102	4	2,98	2	2,99	1	2,99	3	2,99	1	2,98	1	3,02	1	2,98
155	2	2,84	5	2,82	2	2,83	4	2,81	2	2,83	5	2,82	4	2,81
			3	2,68	3	2,69	3	2,69	3	2,68	3	2,68	1	2,67
202	8	2,56	8	2,57	5	2,58	8	2,56	5	2,58	7	2,57	5	2,57
			6	2,52	5	2,52	5	2,51	4	2,51	6	2,52	2	2,49
138	4	2,44	5	2,44	3	2,44					3	2,43		
133	6	2,38	5	2,39	2	2,38	5	2,39	2	2,37	3	2,37	2	2,38
221	6	2,24			2	2,26			2	2,25	3	2,27	1	2,27
223	4	2,18			2	2,20			1	2,20	3	2,18	1	2,19
043	4	2,11			1	2,10			1	2,11	3	2,11	3	2,11
10.0.10	6	1,98	3	1,98	2	1,99	4	1,98	2	1,98	4	1,97	3	1,99
			3	1,87	3	1,88	4	1,87	2	1,87	1	1,89		
			3	1,82	3	1,82	4	1,81	3	1,81	5	1,81	4	1,83
11.3.10	4	1,65	3	1,69	4	1,72	5	1,69	4	1,69	1	1,69	3	1,69
312	6	1,64	3	1,64	3	1,66	5	1,65	2	1,65	2	1,66	3	1,65
			6	1,54	5	1,54	7	1,54	4	1,54	5	1,54	3	1,54
060	8	1,50	7	1,50	5	1,50	5	1,50	4	1,50	6	1,50	5	1,50
					4	1,49	3	1,49	3	1,48			4	1,48
			6	1,45	4	1,46	6	1,45	5	1,45	3	1,45	3	1,45
	4	1,38	5	1,37	3	1,37	3	1,37	4	1,37	7	1,37	4	1,37
335	2	1,34							1	1,34			1	1,34
400	6	1,29	5	1,29	3	1,30	4	1,30	2	1,29	2	1,30	2	1,29
10.0.16	4	1,24			3	1,26			3	1,25	3	1,25	3	1,25

Примечание. 1—иллит, Грим (1); 2—обр. 104, естественный; 3—обр. 104, прокален при 600°C в течение одного часа; 4—обр. 110, естественный; 5—обр. 110, прокален при 600°C в течение одного часа; 6—обр. 150, естественный; 7—обр. 150, прокален при 600°C в течение одного часа

Таблица составлена Киреевым Ф. А.

диффузной линией с характерным затемнением в сторону малых углов отражения и с межплоскостным расстоянием максимально от 10,1 до 10,3 кХ (табл. 1). После прокаливании образцов при температуре, равной 600°, в течение часа наблюдается уменьшение межплоскостных расстояний до 9,9 кХ и

резкое увеличение четкости линии (002), что, несомненно говорит о присутствии дополнительных, более гидратированных слоев. Следует отметить, что рентгенограммы прокаленных и непрокаленных образцов гидрослюдистых глин кроме различных значений интенсивности ничем более друг от друга не отличаются.

Базальное отражение (004) всегда присутствует, имеет среднюю интенсивность 4—5 и $d/p=4,91—4,97$ кХ. После прокаливания при температуре 600° интенсивность его не изменяется. Базальный рефлекс (006)—это наиболее четкая линия на дебаеграмме образцов триасовых глин, имеет большую интенсивность (9—10), примерно такую же, как у базального отражения (002) и межплоскостное расстояние не выше 3,33 кХ. При прокаливании до 600° четкость линии (006) увеличивается.

Из серии общих отражений (hkl) для определения слюд наиболее важны рефлекс (021) и (111), лежащие в области от 4,4 до 2,6 кХ. На рентгенограммах триасовых гидрослюд присутствует 5—6 отражений этого типа (табл. 1 и 2). Все они довольно четкие с небольшой и средней интенсивностью (1—5). Наиболее интересны среди них линии (025) и (115), наличие которых характеризует мусковитовый состав слюд.

Особое значение при диагностике глинистых минералов имеет отражение (060). В сочетании с другими рефлексами оно используется для определения различных типов гидрослюд. На рентгенограммах образцов триасовых глин отражение (060) имеет значительную интенсивность (до 7—9) и межплоскостное расстояние, равное 1,50—1,51 кХ, что характерно для группы мусковитовых гидрослюд. Учитывая положение рефлекса (060) и его значительную интенсивность, постоянное присутствие довольно сильного базального отражения (004) с межплоскостным расстоянием в 4,9—5 кХ, наличие характерных линий (021) и (111), можно считать, что гидрослюды триасовых глин относятся к диоктаэдрическому, гидромусковитовому типу.

Помимо дифракционных эффектов гидрослюд на рентгенограммах образцов триасовых глин присутствует несколько слабых отражений со значениями межплоскостных расстояний, равных 13,5—14,5; 6,98—7,34; 3,5—3,52 кХ, относимых нами к хлоритовым базальным отражениям типа (001), (002), (003).

Рефлекс в 13,5—14,5 кХ на порошкограммах естественных образцов прослеживается не всегда. Представлен он обычно довольно тонкой и четкой линией средней интенсивности или расплывающейся линией слабой интенсивности. После прокаливания образцов при температуре 600° иногда он появляется как новая, слабо интенсивная линия. В тех образцах, где присутствие рефлекса в 14 кХ уже отмечалось, по-

Результаты рентгеноструктурных исследований нижнетриасовых отложений г. Б. Богдо
(межплоскостные расстояния $\frac{d}{n}$ даны в кХ, интенсивности J—по десятибалльной шкале)

Иллит В. И. Ми- хеев (1)		Гидрослюда В. И. Михеев (1)			Обр. 3				Обр. 28						Обр. 43				Обр. 52							
hkl J d/n		hkl J d/n			непрок.		пр. (600°)		непрок.		прок. (600°)		прок. (800°)		непрок.		прок. (600°)		непрок.		прок. (600°)		прок. (820°)			
hkl J d/n		hkl J d/n			J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
002	8,9,98				10ш	10,20	10ш	9,96	10ш	10,34	8	13,53	10+	9,91	10	10,28	4	13,58	10ш	14,50	6	13,53	5ш	10,00		
		003	3р	6,7	н.я.	7,08	н.я.	7,20	5	7,08	н.я.	н.я.			н.я.	7,24	н.я.	н.я.	1	10,15	8	9,91				
			1ш	5,6	4	5,65	3	5,65	2	5,65	5	5,65	3	5,65	4	5,71	3	3,65	4	5,65	4	5,65				
004	4,4,97				4	4,91	5	4,95	5	4,97	7	4,95	6	4,91	5	4,95	5	4,95	5	4,91	5	4,91	1ш	5,00		
110	8,4,47	020	7	4,41	10	4,47	10	4,48	9	4,52	10	4,48	10	4,44	10	4,48	10	4,48	10	4,49	10	4,49	4	4,48		
					5дв.	4,21	4,5	4,18	3	4,24	3	4,23	4	4,19	3	4,24	3	4,26	4	4,23	5	4,23	5т	4,24		
022	24,11		1	4,08	5	3,70	5	3,69	5	3,70	4	3,68	4ш	3,66	6	3,67	5	3,70	4	3,70	6	3,70	4	3,69		
023	2,3,70		2р	3,75	1	3,50	1	3,50	4	3,50	1	3,52			3	3,50	1	3,52	3	3,50	1	3,50	1	3,50		
111	2,3,40		2	3,59	9	3,32	10	3,33	10	3,33	10	3,32	10+	3,32	10+	3,33	10	3,33	10	3,33	10	3,33	10	3,33		
006	6,3,31				2	3,30																				
114	2,3,20		4р	3,22	1	3,21	1	3,21	1	2,99	1	3,23	2	3,23	4	3,22	2	3,23	1	3,23	1	3,23	1	3,21		
025	4,2,98				1дв.	2,99	н.я.	3,02	1	2,99	н.я.	2,99	н.я.	2,99	1	2,99	1ш	2,99	3р	2,99	3р	2,99	1	2,95		
115	2,2,84		2	2,84	5	2,84	5	2,84	7	2,84	4	2,84	3	2,84	6	2,84	5	2,85	5	2,83	4ш	2,84				
					1	2,68	н.я.	2,69	н.я.	2,69	6	2,57	7	2,57	2	2,70	1	2,69	1	2,68	1	2,69	0,5	2,69		
202	8,2,56	200	8	2,54	10+	2,57	8	2,59	10	2,57	6	2,57	7	2,57	10	2,57	9	2,57	10	2,57	8	2,57	1	2,59		
133	4,2,44		4р	2,44	д.п.	2,46	2,46	2,46	2,46	2,46	2,46	2,46	2,46	2,46	2,47	2,47	2,45	2,45		2,45		2,47				
133	6,2,38		3	2,35		2,37	2,39	2,39	2,37	2,39	2,39	2,39	2,39	2,39	2,37	2,37	2,39	2,37		2,37		2,37				
221	6,2,24		1	2,22																						
223	4,2,18																									
043	4,2,11		4	2,10																						
0.0.10	6,1,98	0.0.10	3р	1,97	оч.ш.	1,99	4р	1,99	6	1,99	4	1,99	4	1,99	3ш	1,99	3ш	1,99	4	1,99	4ш	1,99	2	1,99		
1.3.10	4,1,65		2	1,68		1,65	5р	1,66	5р	1,65	6р	1,66	6	1,66	7—8	1,66	6—7	1,66	5р	1,66	5р	1,66	3р	1,67		
312	6,1,64		1	1,61																						
			1	1,54					5т	1,54	4	1,54	1	1,54	4т	1,54	4т	1,54	4т	1,54	4т	1,54	4т	1,54	3т	1,54
060	8,1,50	060	10	1,48	9	1,50	7	1,51	8	1,50	6	1,51	6	1,50	10	1,50	8	1,50	8	1,50	7	1,51	1	1,50		
	4,1,38				3	1,37	5	1,37	5	1,38	6	1,38	5	1,38	4	1,38	5	1,37	5	1,38	6	1,38	6	1,38		

Условные обозначения: непрок. — непрокаленные образцы; прок. (600°)—образцы, прокаленные при $t=600^\circ$; н. я.—неясная линия; ш. — широкая; т — тонкая; дв. — двойная; р — расплывающаяся; + — очень интенсивная линия; д. п. — дифракционная полоса.

Таблица составлена Жутеевой Д. С.

сле прокаливания при температуре, равной 600° , наблюдается довольно значительное увеличение его четкости и смещение в сторону меньших значений межплоскостных расстояний (от 14,5 до 13,5 кХ). Отражения $d/p = 6,98-7,34$ кХ и 3,5—3,52 кХ всегда присутствуют: первое в виде нечеткой, трудно измеряемой расплывающейся линии с небольшой интенсивностью, второе—в виде довольно тонкой и четкой линии с интенсивностью 1—3.

После прокаливания образцов при температуре 600° в течение одного часа интенсивность указанных отражений заметно уменьшается, причем линия с межплоскостным расстоянием в 7 кХ превращается в неясную, плохо видимую. Линия с межплоскостным расстоянием в 3,5 кХ остается сравнительно четкой (интенсивность ее снижается до 1). Прокаливание образцов при температуре 800° ведет к исчезновению рефлексов в 14; 7; 3,5 кХ и порошкограмма образцов триасовых глин становится типично гидрослюдистой.

Снимки столбиков порошков глинистых пород по всей толще дали почти совершенно аналогичные результаты расшифровки порошкограмм. На основе этих данных можно говорить не только о выдержанности минерального комплекса по разрезу, но и о постоянстве содержания основного компонента и примеси (значения межплоскостных расстояний и интенсивностей почти не изменяются).

Итак, глины нижнетриасовых отложений почти мономинеральны, представлены гидрослюдой типа гидромусковита с небольшим содержанием хлоритов; в нижней части разреза содержание хлоритов, видимо, меньшее, чем в верхней (см. табл. 2).

Все исследованные образцы пород морского триаса подвергались термическому анализу. На кривых нагревания отчетливо прослеживаются несколько эндотермических и экзотермических пиков, связанных с присутствием в породах гидрослюды и хлорита.

Первая эндотермическая реакция, соответствующая потере межслойной воды гидрослюды, выражена очень хорошо в виде довольно узких длинных пиков с максимумами температур в пределах $150-170^{\circ}$, редко около 200° . Характерно отсутствие раздвоения низкотемпературных пиков, часто наблюдаемых у монтмориллонитов.

Вторая эндотермическая реакция, вызванная потерей гидроксильных групп и частичным разрушением решетки, для хлоритов и гидрослюд проходит примерно в одном температурном интервале. На кривых нагревания второй эндотермический эффект гидрослюд, вероятно, перекрыт эндотермическими пиками хлорита, с соответствующими максимумами в $650-670^{\circ}$.

Некоторое раздвоение кривых нагревания в пределах

600—800° и имеющиеся экзотермические пики при температурах 820—880° характерны для хлоритов.

Третья эндотермическая реакция, соответствующая полному разрушению решетки гидрослюд, довольно интенсивна. Температурные кривые дают хорошо выраженные пики с типичными для гидрослюд максимумами в 950—1000° и быстро поднимаются к экзотермическому максимуму, который по техническим причинам не всегда определяется.

Все подвергнутые термическому анализу образцы нижнетриасовых глинистых пород в общем дают одинаковые по своему характеру термограммы. Везде устанавливается присутствие гидрослюд и хлоритов. Предположение о наличии монтмориллонитов нуждается в дальнейшей проверке.

В заключение следует отметить, что проведенные нами исследования впервые дают представление о комплексе глинистых минералов в изученных породах.

Литература

1. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1962.
 2. Рентгеновские методы определения минералов глин. Сб. статей. М., Изд. иностр. лит., 1955.
 3. Рыков С. П., Колпак О. В. Пестроцветные отложения перми и триаса юга и юго-востока Волгоградской области. Т. I, Фонды треста Волгограднефтегазразведка, 1955.
-

Б. К. ГОРЦУЕВ

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ КЕЛЛОВЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРИБОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучение глинистых минералов с каждым годом приобретает все большее и большее значение. Они используются при расчленении и корреляции отложений, при установлении источников сноса и условий осадконакопления.

Нами предпринято исследование глинистых минералов средне- и верхнеюрских отложений отдельных регионов юго-востока Русской платформы, перспективных в газонефтеносном отношении [3].

В настоящей статье изложены результаты изучения келловейских отложений Безымянской площади, расположенной в северной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины, а также высказаны соображения о методике определения некоторых глинистых минералов.

Келловейские породы в описываемом районе сложены серыми и желтовато-серыми с голубоватым оттенком глинами с маломощными прослоями серых, плотных мергелей. Их мощность на Безымянской площади составляет 45—60 м; в южном направлении она резко возрастает и достигает, например, в районе оз. Эльтон 220 м [1,2].

В целях установления состава глинистых минералов образцы пород были подвергнуты рентгеновскому фазовому и термическому анализам.

При рентгеновских фазовых исследованиях, проведенных автором настоящей статьи, использовались аппараты типов УРС-55А и УРС-60, а также камеры РКД с диаметром 57,3 мм. Условия получения дебаграмм были в основном более или менее одинаковыми: напряжение тока составляло 38—40 кВ, сила тока—16—17 мА, рентгеновская трубка имела железный анод. Столбики образцов изготовлялись диаметром в 0,3 мм. Во время облучения рентгеновскими лучами они вра-

щались электромоторчиком со скоростью 2 об/мин. Время экспозиции не превышало 6—8 час. Порошкограммы снимались без фильтра. Препараты приготавливались из глинистой фракции с размером частиц от одного микрона и меньше. Последняя получалась с помощью суперцентрифуги. Перед центрифугированием образцы соляной кислотой не обрабатывались.

При рентгеновском фазовом анализе дебаеграммы делались с образцов: 1) обычных; 2) прокаленных при температуре 600—615°C в течение часа; 3) обработанных в кипящей концентрированной соляной кислоте; 4) прокаленных при температуре 420—440°C в течение 4 часов и обработанных в 5%-ном растворе NaOH при температуре 80°C; 5) насыщенных глицерином.

При термическом анализе использовался пирометр Н. С. Курнакова ФПК-59 с платина-платинородиевой термопарой. Для исследования бралась навеска в 0,5 г. Температура не превышала 1070°C. Термопара градуировалась с помощью потенциометра по реперным точкам: кипения воды в 100°C, затвердевания олова в 231,8°C, затвердевания свинца в 327,3°C, затвердевания цинка в 419,4°C, затвердевания алюминия в 650°C, плавления сульфата натрия в 884°C и плавления сульфата калия в 1069°C. В итоге термической обработки образцов получалась дифференциальная кривая нагревания с характерными эндо- и экзотермическими пиками, анализируя которые можно было делать те или иные выводы в отношении фазового состава изучаемых пород.

В результате рентгеновских фазовых исследований установлено, что глинистые минералы келловейских отложений представлены, главным образом, иллитом. В небольшом количестве в них отмечаются хлориты, каолинит и монтмориллонит (табл. 1)*.

Следует отметить, что на полученных нами порошкограммах отмечается значительное число типичных для глинистых минералов дебаевских линий и полос. Первые из них, как правило, располагаются вблизи первичного рентгеновского пучка, т. е. находятся, в основном, в области небольших углов отражения. Они преимущественно четкие, хотя и имеют различную интенсивность. Двумерные полосы обычно располагаются в области средних углов отражения (примерно от 3 кХ и менее). Нельзя не отметить, что на изученных дебаеграммах, кроме рефлексов, заведомо принадлежащих глинистым минералам, нередко прослеживаются дифракционные линии кварца, гипса, бемита, карбонатов, находящихся в тонкодисперсном состоянии.

* Всего изучено 15 образцов горных пород, из которых было получено общей сложности около 50 различных дебаеграмм.

Результаты рентгеновских фазовых исследований келловейских отложений северной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины (Безьянская площадь)

Скв. 37 обр. 634 (верхняя часть келловейского яруса)						Скв. 37 обр. 642 (нижняя часть келловейского яруса)						Скв. 40 обр. 788 (нижняя часть келловейского яруса)											
1		2		3		4		1		2		3		4		1		2		3		4	
J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
				8	17,06							2ня	16,55							4	16,31		
2	13,69		сл	оч.	сл.			6	14,40	2	14,22	оч.	сл.	оч.	сл.	3	14,40	2	14,40			сл.	
2	10,09	3	10,18	3	9,82	7	9,91	2	9,82	7	9,91	2	9,65	5	9,82	2	9,94	6	9,91	3	9,82	5	10,0
1ня	7,10		сл.	2ня	7,19	2	7,13	3	7,17	3	7,26	3	7,04	3	7,04	4	7,08			4	7,08	3	7,05
2	4,91		4,89	1	4,92	2р	4,84	2	4,91	3	4,91	4	4,91	4	4,89	3	4,89	4	4,94	2	4,91	3	4,91
5	4,47	3	4,45	10	4,51	10+	4,45	10+	4,44	10+	4,45	10	4,49	10+	4,44	10+	4,46	10+	4,49	10+	4,43	10+	4,42
1ня	4,29			2	4,29	2	4,28									1	4,25	2	4,33	1	4,28	2	4,25
									1	4,17				1	4,20								
1	3,90			1	3,85																		
1	3,73					1	3,68						1	3,68				1	3,72			2	3,67
1	3,53							4	3,52													2	3,53
8	3,34	6	3,33	8	3,35	10	3,34	5	3,33	10	3,33	7	3,35	8	3,31	10	3,34	10	3,36	10	3,33	10	3,32
				1	3,20	1	3,23	1	3,23					1	3;21	1	3,20			1	3,23	2	3,18
		2	3,12																				
10+	3,02			10	3,02											1	3,00					3	2,99
1	2,85			1	2,86	1	2,84	1	2,82	1	2,85	2	2,86	2	2,84	2	2,84	1ня	2,88	2	2,83	2	2,83
1	2,73			1	2,72											1	2,71						
2	2,58	10	2,60	3	2,59	8	2,57	8	2,57	4	2,58	6	2,57	10	2,57	10+	2,57	2	2,59	10	2,57	10	2,57
2	2,49			3	2,50																		
									1ня	2,40				1	2,35	1	2,33			1	2,35	3	2,34

Скв. 37 обр. 634 (верхняя часть кел- ловейского яруса)								Скв. 37 обр. 642 (нижняя часть кел- ловейского яруса)								Скв. 40 обр. 788 (нижняя часть кел- ловейского яруса)							
1		2		3		4		1		2		3		4		1		2		3		4	
J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
4	2,28			2	2,29											1	2,20					2	2,22
						1	2,14									1	2,13			1	2,12	2	2,12
3	2,09			2	2,09																		
Иня	1,99			1	1,99				р	1,99	1	2,00	2ня	1,98						2	1,98	4	1,98
4	1,91			2	1,92																		
4	1,87			2	1,88																		
		7	1,79			1	1,83																
								1	1,70	1	1,82	1	1,84	2	1,82							3	1,81
1ня	1,66	2	1,69	1	1,67	2ня	1,64	4р	1,65	2р	1,67	3	1,66	4	1,65	2	1,70				1	1,69	
2	1,60			2	1,60											3	1,66	1	1,68	2	1,66	6	1,66
						1	1,55									1	1,63						
						1	1,55	1	1,54	3	1,52	1	1,54	1	1,54	1	1,54	1	1,52	2	1,54	3	1,54
Аня	1,50	1	1,49	3ня	1,50	1	{1,51 1,49}	6	{1,50 1,49}			6	{1,51 1,49}	8	{1,51 1,49}	10	{1,51 1,49}			7	{1,51 1,49}	10	{1,51 1,49}
2	1,44	1	1,45	1	1,45																		
1	1,42			1	1,42																		
		1	1,38	1	1,39	1	1,38	1	1,37	2	1,38	1	1,37	2	1,38	2	1,37	1	1,38	1	1,38	4	1,37

Примечание: А. 1—естественный образец, 2—образец, прокаленный при 600—615°C в течение одного часа, 3—образец, насыщенный глицерином, 4—образец, обработанный в кипящей концентрированной соляной кислоте.

Б. оч. сл.—очень слабая линия, сл.—слабая линия, ня—неясная линия, р—расплывчатая линия.

В. Межплоскостные расстояния d/n выражены в Å, а интенсивность I—в баллах по 10-балльной системе.

До центрифугирования суспензии, содержащей частицы размером от микрона и менее порода соляной кислотой не обрабатывалась, а поэтому карбонаты, если они содержались в ней, из фракции не удалялись.

Необходимо особо подчеркнуть, что во всех без исключения исследованных нами дебаеграммах четко прослеживаются рефлексы иллита (гидрослюды). Особенно это относится к такому ряду целочисленных базальных отражений, как 9,82—10,09 кХ (002), 4,89—4,91 кХ (004), 3,33—3,34 кХ (006), 1,98—1,99 кХ (0.0.10).

Базальная дифракционная линия (002) в основном четкая, ее интенсивность в подавляющем большинстве случаев можно оценить в среднем в 2 балла. Очень характерно, что в сторону к первичному пучку от этой линии отмечается постепенное уменьшение интенсивности. Последнее обстоятельство, как известно, некоторые авторы [4] объясняют несовершенством строения решетки иллита и, главным образом, наличием воды между слоями.

Описываемый рефлекс (002) ведет себя характерно и при прокаливании образца до 600—615°С в течение часа, его межплоскостное расстояние обычно не изменяется или несколько уменьшается, а интенсивность увеличивается. Это можно объяснить удалением из решетки межслоевой воды.

Рефлекс (004) на порошкограммах отмечается почти всегда, интенсивность его равна 2—3 баллам. Нельзя не отметить, что это базальное отражение после прокаливании фракции при температуре 600—615°С в течение одного часа остается почти таким же, как и у естественного образца (как правило, не выше 4 баллов).

О рефлексе (006) следует сказать особо. Он является, пожалуй, наиболее интенсивным из всех имеющихся на дебаеграммах келловейских пород. Эта интенсивность, как правило, равна 6—10 баллам. В большинстве случаев после прокаливании до 600—615°С в течение одного часа четкость данной дифракционной линии заметно уменьшается, она становится неясной и расплывчатой.

При диагностике иллита на порошкограммах келловейских отложений важное значение имеет также ряд отражений таких, как (021), (111), соответствующие, как известно, межплоскостным расстояниям в пределах от 2,80 до 4,60 кХ. На наших дебаеграммах отмечается обычно 3—5 таких отражений, например, (115) с межплоскостным расстоянием 2,82—2,85 кХ. Все эти рефлексы в основном выражены более или менее четко.

Исключительно большую роль при расшифровке порошкограмм глинистых минералов играет рефлекс (060). Кроме того, что он позволяет судить об одном из параметров решетки (имеется в виду параметр «в»), этот рефлекс в сочетании

с другими дает возможность определить тип иллита. На изученных нами дебаеграммах линия (060) характеризуется интенсивностью обычно в 5—7 баллов. Она соответствует межплоскостному расстоянию в 1,49—1,51 кХ.

Если учесть самое положение сильного базального отражения (002) с межплоскостным расстоянием от 9,82 до 10,09 кХ, наличие рефлексов (021) и (111), а также другие особенности, описанные выше, можно высказать предположение о принадлежности исследованного иллита к мусковитовому (диоктаэдрическому) типу.

В келловейских породах среди глинистых минералов, кроме иллита, как указывалось выше, отмечаются хлориты. Они на дебаеграммах прослеживаются прежде всего по рефлексу (001), который соответствует межплоскостному расстоянию в 13,69—14,4 кХ. Он обычно представлен в виде ясного и четкого дебаевского кольца, который, как правило, в сечении имеет правильный круг. Его интенсивность бывает различной. После прокаливания образцов до 600—615°C в течение одного часа описываемый рефлекс не становится четче. Дебаевская линия с межплоскостным расстоянием в 7 кХ—еле заметная или даже вовсе исчезает. Но здесь надо иметь в виду, что по такому поведению рефлекса 7 кХ еще нельзя судить о присутствии в образце лишь хлоритов. Дело в том, что и рефлекс каолинита в 7 кХ после такой термической обработки ведет себя точно так же, т. е. он пропадает на порошкограммах.

Следовательно, прокаливание до 600—615°C в течение одного часа дает однозначный ответ в отношении хлоритов лишь тогда, когда рефлекс в 14 кХ становится несколько отчетливее, и он при насыщении глицерином или какими-либо другими реагентами не становится больше (да и то в случае, если мы имеем неразбухающие хлориты).

Чтобы окончательно убедиться в наличии хлоритов в изученных породах, последние были подвергнуты обработке в соляной кислоте. Согласно Г. В. Бриндли и К. Робинсона, «хлориты обычно «растворяются» в теплой соляной кислоте, а такие минералы, как каолинит, остаются при этом неизменными» [4]. Эти указания стали по существу обязательными, их приняли к неуклонному руководству специалисты, занимающиеся рентгеноструктурными исследованиями. Большинство из них считает, что если, например, после растворения в теплой соляной кислоте на порошкограмме рефлекс 14 кХ исчез, а рефлекс в 7 кХ остался, то это значит, что в исследованном образце присутствуют как хлориты, так и каолинит. Если же одновременно исчезают рефлексы 14 и 7 кХ, то это может свидетельствовать об отсутствии в образце каолинита и, наоборот, о наличии в нем хлоритов.

Нам представляется необходимым внести некоторую ис-

ность. Обращаем внимание в цитируемом выше предложении на слово «растворяются», которое Г. В. Бриндли и К. Робинсон взяли в кавычки. Сам процесс растворения хлоритов, по мнению этих авторов, очевидно надо понимать не в буквальном смысле. Чтобы проверить это, нам пришлось сделать ряд экспериментальных опытов. Мы взяли в минералогическом музее геологического факультета Саратовского госуниверситета три образца хлоритовых сланцев из различных пунктов Советского Союза и, обработав их вначале в теплой, а затем в кипящей концентрированной соляной кислоте, получили с них порошкограммы. На всех дебаеграммах линии в 14 и 7 кХ, особенно характерные для хлоритов, полностью сохранились, даже больше того—их интенсивность несколько возросла (очевидно, в связи с тем, что изученные образцы хлоритовых сланцев были освобождены от примесей и стали в химическом отношении более однородными). Затем нами были обработаны в теплой и кипящей концентрированной соляной кислоте глинистые фракции с размером частиц от 1 микрона и менее, в которых заведомо находились: 1) только каолинит; 2) смесь каолинита с хлоритами и 3) только хлориты.

Результаты оказались следующими. После обработки в теплой соляной кислоте фракции, где находились лишь хлориты, в большинстве случаев, на порошкограммах линии в 14 кХ сохранялись, правда с некоторым уменьшением их интенсивности. То же самое отмечалось и в случае эксперимента со смесью каолинита с хлоритами. Рефлекс же в 7 кХ почти не изменился. Аналогичное можно сказать и про случай, когда на порошкограмме отмечался лишь каолинит.

Несколько иную картину можно было наблюдать после обработки хлоритов в кипящей концентрированной соляной кислоте (кипячение производилось до тех пор, пока жидкая фаза не переходила полностью в твердую фазу). При этом рефлекс в 14 кХ на дебаеграммах в большинстве случаев исчезал почти полностью; если же он оставался, то прослеживался, в виде слабой, еле заметной диффузной линии, рассчитать которую было практически невозможно.

На основании изложенного выше можно сделать вывод о справедливости предложенной выше методики Г. В. Бриндли и К. Робинсона [4] лишь в том случае, если хлориты растворяются не в теплой и слабой, а, наоборот, в кипящей и концентрированной соляной кислоте. Но и здесь надо, по-видимому, помнить, что это правило вряд ли распространяется на все без исключения хлориты. По всей видимости, в практике можно встретить такие хлориты, которые после обработки в такой кислоте почти полностью сохраняют дебаевскую картину на порошкограммах (речь идет о диоктаэдрических хлоритах).

Таким образом, учитывая полученные нами результаты, мы вправе утверждать, что в келловейских породах среди гли-

нистых минералов встречаются также и хлориты. Данный вывод нами делается на основании того, что после кипячения в концентрированной соляной кислоте на наших дебаграммах рефлекс в 14 кХ практически исчезал.

Необходимо также отметить, что линия, соответствующая межплоскостному расстоянию в 3,52—3,53 кХ на исследованных порошкограммах обычно тонкая и четкая, ее интенсивность иногда достигает 4 баллов. Она ведет себя очень характерно после прокаливания образца при температуре в 600—615°C в течение часа. Дело в том, что ее интенсивность значительно уменьшается и обычно становится равной единице или даже вовсе исчезает. Это и является типичным для хлоритов. Изложенное выше опять-таки свидетельствует о присутствии в описанных породах хлоритов.

Анализ порошковых рентгенограмм дает возможность сделать вывод и о наличии среди глинистых минералов пород келловей каолинита. Он фиксируется в виде таких отражений, как 7,08—7,17 кХ (001), 3,90 (02 $\bar{1}$), 2,33 кХ (202 $\bar{2}$), 2,28 кХ (1 $\bar{1}$ 3). 1,49—1,51 кХ (060).

Чтобы сделать вывод о присутствии каолинита в образцах, нам пришлось их подвергнуть нагреванию до 420—440°C в течение 4 час. с последующей обработкой в 5%-ном растворе едкого натра при температуре 80°C около 20 мин. (метод Джексона). Для решения этого вопроса нагревание до 600—615°C в течение одного часа нам ничего не давало, ибо в келловейских породах, как сообщалось выше, отмечаются хлориты, а у них после такой температурной обработки на порошкограммах рефлексы в 7 кХ, 3,90 кХ (02 $\bar{1}$), 2,38 кХ (202) или отсутствуют совершенно, или прослеживаются в виде очень слабых, расплывчатых линий.

Экспериментальные исследования показали, что в случае наличия каолинита, на порошкограммах рефлекс в 7 кХ заметно ослабевает. Это связано с тем, что при данных условиях кристаллическая решетка каолинита разрушается, тогда как решетка хлоритов остается без изменения.

На некоторых дебаграммах межплоскостное расстояние в 14 кХ после насыщения глицерином увеличивается и становится равным 17 кХ. Это может указывать на присутствие в келловейских породах монтмориллонита. То же самое можно сказать и о результатах расшифровки порошкограмм, снятых с прокаленных образцов при температуре 600—615°C в течение одного часа. На этих дебаграммах нетрудно установить некоторое усиление интенсивности линии, соответствующей межплоскостному расстоянию в 10 кХ; последнее происходит за счет уменьшения этого расстояния с 14 кХ до 10 кХ.

По всей видимости, монтмориллонит отмечается по разре-

зу в неодинаковых количествах, так как в одних образцах его больше, а в других—меньше.

Важно подчеркнуть, что выводы о составе глинистых минералов в келловейских породах, сделанные нами на основании результатов рентгеновских фазовых исследований, подтверждаются также данными термического анализа (термические исследования проводились В. Г. Семеновой).

На дифференциальных кривых нагревания в большинстве случаев можно видеть типичные эндо- и экзотермические эффекты для иллитов, каолинитов и хлоритов, в меньшей степени—для монтмориллонитов (рис. 1).

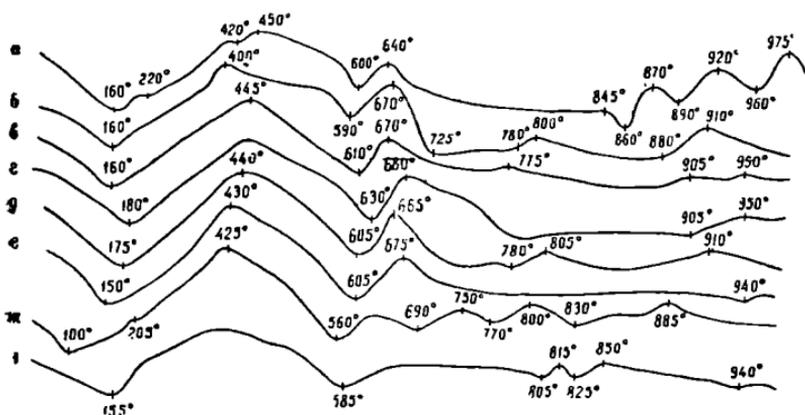


Рис. 1. Кривые нагревания келловейских пород. Безымянская площадь, а—скв. 74, обр. 777, б—скв. 61, обр. 795, в—скв. 54, обр. 626, г—скв. 37, обр. 642, д—скв. 37, обр. 636, е—скв. 40, обр. 784, ж—скв. 37, обр. 634. Гуселская площадь, з—скв. 30, обр. 76.

Первый эндотермический пик, который связан с потерей межслоевой воды иллита, прослеживается четко и соответствует 150—180°C. Второй эндотермический пик, обусловленный потерей гидроксильных групп и частичным разрушением кристаллической решетки иллита, фиксируется в интервале температур 580—630°C. Третий эндотермический пик, связанный с полным разрушением решетки иллита, отмечается при 940—960°C. (рис. 1, а-з).

Кривые нагревания для хлоритов (рис. 1, б, д, ж, з) отличаются наличием эндотермического пика при температурах 770—780°C с быстрым и довольно резким переходом в экзотермический с максимумом температуры в 815°.

Для каолинита особенно типична эндотермическая реакция, обусловленная дегидратацией. Она наблюдается при температурах 560—600°C. Экзотермический эффект отмечается при температуре 975°C (рис. 1, а). Необходимо отметить, что наличие каолинита в образцах 634 и 642 скважины 37 подтверждается рентгенографически.

Дифференциальные кривые для монтмориллонита нети-

личны. Первый пик отмечается при температурах 160, 220°C (рис. 1, а), второй—при 690°C (рис. 1, ж), третий—при 890°C (рис. 1, а). Присутствие монтмориллонита в указанных выше образцах пород доказывается и результатами рентгеновских фазовых исследований.

Нельзя не отметить то, что дифференциальные кривые свидетельствуют о значительном содержании в образцах органических веществ.

В заключение укажем на предварительный характер проведенных исследований, хотя они впервые дают возможность судить о фазовом составе глинистых минералов в келловейских отложениях северной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины.

Литература

1. Герасимов П. А., Мигачева Е. Е., Найдин Д. П., Стерлин Б. П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. Изд. МГУ 1962.
 2. Казаков М. П., Быков Р. И., Чарыгин М. М., Васильев Ю. М., Знаменский В. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б. Тектоническое строение и перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Гостоптехиздат, 1958.
 3. Козленко С. П., Машкович К. А., Храмой А. И., Эздрин М. Б. Бортовая зона Прикаспийской впадины—ближайшая перспектива увеличения ресурсов газа и нефти в Нижнем Поволжье. «Геология нефти и газа», № 12, 1962.
 4. Рентгеновские методы определения минералов глин. Сб. статей, М., Изд. иностр. лит., 1955.
-

М. С. ЗИНОВЬЕВ, Е. А. ТРОИЦКАЯ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ФАУНЕ ОКСФОРДСКОГО ЯРУСА В РАЙОНЕ ОЗЕРА ЭЛЬТОН

Сведения об оксфордских отложениях окрестностей озера Эльтон (район горы Улаган) имеются в работах целого ряда исследователей (А. А. Богданов, 1938, В. Г. Камышева, 1938, В. Д. Ильин и Л. А. Бояринова, 1954 и др.). Специальным же изучением фауны из этих отложений, кроме В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1938) никто не занимался. Поэтому представляют интерес новые сборы органических остатков. Они позволили авторам настоящей статьи обнаружить новые виды, в частности, двустворчатых моллюсков, которые не только не были описаны в литературе, но даже не упоминались предыдущими авторами*.

Оксфордские отложения горы Улаган разделяются на две части, отличающиеся как по видовому составу фауны (М. С. Зиновьев, 1936), так и по литологическим признакам.

Нижняя часть оксфордского яруса представлена коричневато-серыми сильно известковистыми глинами с прослоями тонкоплитчатых песчаников с фауной: *Cardioceras cordatum* (Sow), *C. vertebrale* (Sow.) *C. tenuicostatum* (Nik.), *C. nikifinjanum* Lah., *Nucula calliope* Orb., *Leda medusa* Bor., *Parallelodon* sp., *Lima alternicosta* Buv., *Gryphaea dilatata* Sow., *Modiolus hannoveranus* (Struck.), а также представители семейств *Pectinidae* и *Astartidae*, находящиеся еще в стадии изучения.

Этот комплекс фауны соответствует зоне *Cardioceras cordatum* ($I_3ox^2_1$) и возможно зоне *Cardioceras praecordatum* ($I_3ox^1_1$). Типичные виды аммонитов, характерные для нижней зоны пока не обнаружены, но отсутствие перерыва между оксфордом и келловеем позволяет предположить ее наличие.

Верхняя часть разреза сложена коричневато-серыми и серыми ожелезненными, сильно песчанистыми мергелями с

* Изучение двустворчатых моллюсков производилось М. С. Зиновьевым, аммонитов — Е. А. Троицкой.

прослоями глин и песков. Они содержат фауну, указывающую на принадлежность их к зоне *Cardioceras zenaidae* (I_{30x}^3) нижнего оксфорда. Здесь нами встречены: *Perrisphinctes chloroolithicus* (Gümbel) Waagen, *Cardioceras* cf. *quadratoides* (Nik.), *Peltoceras arduennense* (Orb.), *Rhynchonella* sp., *Nucula calliope* Orb., *Parallelodon keyserlingi* (Orb.), *P. rouillieri* (Lah.), *P. cepha* (Loh.), *P. pictum* (Milasch.), *Oxytoma* cf. *inaequivalvis* (Sow.), *Pinna mitis* Phill., *Lima alternikosta* Buv., *Gryphaea dilatata* Sow., *Modiolus hannoveranus* (Struck.), *Acromytilus* cf. *pectinatus* (Sow.), *Myoconcha radiata* Orb., а также представители семейств *Pectinidae*, *Astartidae* и *Pholadomyidae*.

Зональный вид *Cardioceras zenaidae* Illov. в обнажении найден не был, но В. Г. Камышева-Елпатьевская (1938) указывает на находки этого аммонита из осыпи.

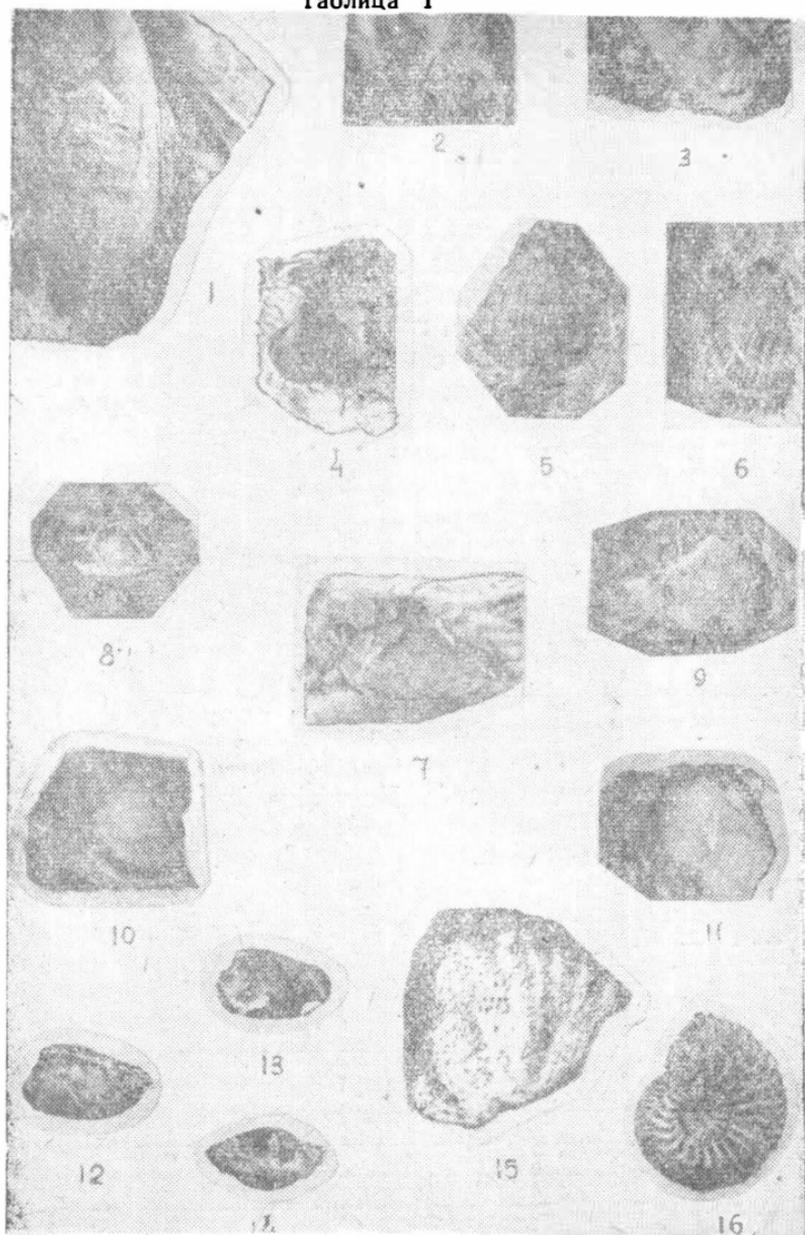
Необходимо подчеркнуть, что и двустворчатые моллюски наряду с аммонитами и плеченогими могут быть использованы для решения вопросов стратиграфии, а также для выяснения физико-географических условий бассейна, ибо будучи бентонными организмами они весьма показательны в этом отношении.

В экологическом отношении различия приведенных комплексов фауны не существенные и поэтому следует предположить, что условия обитания организмов в данном районе были весьма сходными в течение всей первой половины оксфордского века.

Видовой и родовой состав фауны двустворчатых моллюсков, наличие аммонитов, плеченогих и морских ежей указывает на нормальную соленость бассейна, а характер отложений и общий облик донной фауны дает основание полагать, что рассматриваемые осадки накапливались в нижней части сублиторальной зоны или в верхней части псевдоабиссали.

Изученные нами двустворчатые моллюски являются бентонными формами, довольно разнообразными по своему образу жизни. Среди них имеются свободнолежащие на морском дне (*Gryphaea*, *Pecten*), прикрепляющиеся к субстрату при помощи биссуса (*Modiolus*, *Lima*, *Pinna*), ползающие по дну или живущие в норках (*Parallelodon*) и зарывающиеся в грунт (*Nucula*, *Leda*, *Pholadomya*, *Goniomya*). Тонкостенность раковин у большинства видов и преобладание в отложениях тонкообломочного материала свидетельствует о том, что развитие фауны происходило, вероятно, в сравнительно спокойной среде морского бассейна на значительном расстоянии от берега.

Судя по географическому распространению изученных видов, можно заключить, что рассматриваемый бассейн представлял собой часть огромного оксфордского моря, располагавшегося на Русской платформе и имевшего связь с моря-



Фиг. 1. *Myosconcha radiata* Orb. Ядро левой и передняя часть ядра правой створки одного и того же экземпляра. Гора Улаган в районе оз. Эльтон. $J_3ox^3_1$. Фиг. 2, 3. *Modiolus hannoveranus* (Struckm). Гора Улаган. $J_3ox^3_1$, 2 — ядро правой створки; 3 — левая створка. $\times 2$. Фиг. 4—6. *Leda alternicosta* Buv. Гора Улаган. $J_3ox^3_1$. 4, 5 — ядра левой и правой створок; 6 — левая створка изнутри. Фиг. 7—9. *Leda medusa* Vog. Ядра левых и правой створок. $\times 2$. Гора Улаган. $J_3ox^2_1$. Фиг. 10—11. *Nucula calliorea* Orb. Гора Улаган. $J_3ox^3_1$. 10 — правая створка; 11 — ядро правой створки. Фиг. 12—14. *Nucula saecilia* Orb. Полные ядра 3-х разных экземпляров, состоящие из обеих створок. Гора Улаган. J_3cl . 12—13 — ядра со стороны правой створки; 14 — ядро со стороны замочного края. Фиг. 15. *Cardioceras* cf. *quadratoides* (Nik.) Прикаспийская впадина, бассейн р. Кинделя. J_3ox_1 . Фиг. 16. *Cardioceras vertebrale* (Sow). Гора Улаган. J_3ox_1 .

* Изображения без указаний на увеличение даны в натуральную величину.

ми Западной Европы. Наличие же некоторых видов, встречающихся одновременно и в Крымско-Кавказской области, указывает также на связь с оксфордскими бассейнами, расположенными в этой области, хотя вероятно более затрудненную.

Ввиду отсутствия в литературе описания двустворчатых моллюсков, а также некоторых аммонитов из оксфорда района озера Эльтон, мы приводим таковое для тех видов, изучение которых полностью закончено.

Помимо оксфордских видов в статье описана также (*Nucula saecilia* Orb. из келловей горы Улаган (любезно переданная нам В. Д. Ильным) с целью сравнения ее с близким видом—*Nucula calliope* Orb., имеющим широкое стратиграфическое распространение в верхней юре горы Улаган с келловей до кимериджа включительно.

Описание видов *

Класс Cephalopoda

Семейство *Cardioceratidae* H. Douvillé, 1890.

Род *Cardioceras* Neumayr et Uhlig, 1881.

Cardioceras Vertebrale (Sowerby, 1819).

Табл. 1, фиг. 16.

1818 *Ammonites vertebralis* Sowerby, стр. 147, табл. 165;

1881 *Amaltheus vertebralis* Никитин, стр. 277, табл. VI (II).
фиг. 18;

1903 *Cardioceras vertebrale* Пловажский, стр. 268, табл. X,
рис. 31, 32;

1938 *Cardioceras vertebrale* Камышева-Елпатьевская.
стр. 51;

1949 *Cardioceras vertebrale* Бодылевский, стр. 204,
табл. XLVIII, фиг. 5, 6;

1957 *Cardioceras vertebrale* Сазонов, стр. 140, табл. XIV,
фиг. 4, табл. XV, фиг. 3, 4.

Описание. Раковина толстая колесовидная с мало-объемлющими оборотами. Пупок довольно широкий. Сечение оборотов от многоугольного до почти квадратного. Боковые стороны слабо вогнуты. Ребра резкие, на наружной трети боковой стороны оборотов раздваивающиеся. В местах раздвоения ребра утолщаются и образуют бугорки. После раздвоения они в большей или меньшей степени изгибаются и следуют вперед. В месте наибольшего изгиба, т. е. на наружном перегибе, ребра утолщаются еще раз и образуют второй ряд бугорков. На середине наружной стороны проходит высокий зазубренный киль. Количество зубцов на киле соответствует количеству ребер. Подходя к килю, ребра резко понижаются и образуют две бороздки по сторонам кия.

Геологический возраст и распространение.
Нижний оксфорд бассейна р. Унжи, Подмосковной котлови-

* Описание видов производится по упрощенной схеме, синопонимика везде сокращена.

ны, Поволжья, Общего Сырта, бассейна р. Урал, Прикаспийской впадины (окрестности оз. Эльтон), Донецкого бассейна, Литовской ССР и северной Сибири (р. Анабар) Вне СССР—нижний оксфорд Англии и Франции.

Cardioceras cordatum (Sowerby, 1819)

- 1819 *Ammonites cordatus* Sowerby, табл. 17, фиг. 4.
1883 *Cardioceras cordatum* Лагузен, стр. 44, табл. V, фиг. 3, 4.
1903 *Cardioceras cordatum* Поважскы, табл. X, фиг. 28—30.
1908 *Cardioceras cordatum* Борисяк, стр. 8, табл. I, фиг. 8.
1938 *Cardioceras cordatum* Камышева-Елпатьевская, стр. 50.
1949 *Cardioceras cordatum* Бодылевский, стр. 203, табл. XLVIII, фиг. 3, 4, рис. 24.
1957 *Cardioceras cordatum* Сазонов, стр. 127, табл. XII, фиг. 2, табл. XIV, фиг. 1, 3, табл. XVI, фиг. 2, 2а.
1959 *Cardioceras cordatum* Камышева-Елпатьевская и др., стр. 182, табл. XVI, фиг. 5—6.
1960 *Cardioceras cordatum* Аманниязов, стр. 64, табл. 1, фиг. 2.

Вид не описывается, так как имеется целый ряд подробных описаний его, сделанных для различных районов нашей страны, в том числе Туар-Кыра—области, близкой к территории исследования.

Общие замечания. В 1819 г. Соверби — автор вида отмечал, что имеется две разновидности *C. cordatum* (Sow.). у одной—боковые ребра не связаны с ребрами на наружном перегибе; у другой—боковые ребра на середине боков образуют бугорки, а затем не утоняясь разветвляются на два внутренние ребра, между которыми вставляется еще третье. Судя по широкому распространению обеих популяций они не имеют определенных ареалов распространения и, следовательно, не могут рассматриваться в качестве подвидов.

Геологический возраст и распространение. Нижний оксфорд Поволжья, Донбасса, Ярославской и Рязанской областей, окрестностей озера Эльтон, района Туар-Кыра, бассейна реки Печоры и северной Сибири.

Cardioceras nikitinianum (Lahusen, 1883)

- 1883 *Cardioceras nikitini* Лагузен, стр. 50, табл. V, фиг. 7, 8, 9.
1938 *Cardioceras* cf. *nikitinianum* Камышева-Елпатьевская, стр. 50.
1957 *Cardioceras nikitinianum* Сазонов, стр. 135, табл. XV, фиг. 1.
1959 *Cardioceras* cf. *nikitinianum* Камышева-Елпатьевская и др., стр. 188, табл. XVII, фиг. 5.

Описание. Раковина линзовидная, уплощенная. Пупок средней ширины. С возрастом обороты делаются все более объемлющими и пупок становится уже. Пупковый перегиб выражен довольно ясно. Пупковая стенка высокая и почти отвесно спускается ко шву. На оборотах имеются резкие, широко поставленные ребра. Главные ребра начинаются на пупковом перегибе и, серповидно изгибаясь, следуют до середины наружной стороны. Несколько выше середины боковой поверхности происходит ветвление ребер. Вместе с двураздельными ребрами встречаются и трехраздельные. Обычно средняя ветвь трехраздельных ребер принадлежит основному ребру, которое возвышается над соседними. Ниже середины боков все ребра становятся одинаковыми по толщине и высоте. Между пучками ребер имеется промежуточное ребро. Чаше всего оно находится там, где главные соседние ребра имеют только по две ветви. Посредине сифональной стороны проходит невысокий слабо зазубренный киль.

Геологический возраст и распространение. Нижний оксфорд центральных областей Европейской части Союза, окрестности оз. Эльтон, Литовская ССР. Вне СССР — Польша и Франция.

Cardioceras cf. quadratoides (Nikitin, 1881)

Табл. 1, фиг. 15

1881 *Amaltheus quadratoides* Никитин, стр. 79, табл. II, фиг. 20.

1912 *Cardioceras quadratoides* Соколов, стр. 39, табл. III, фиг. 7—9; рис. 10 в тексте.

1957 *Cardioceras quadratoides* Сазонов, стр. 141, табл. XVII, фиг. 1, 4, 6, 8.

Сравнение. От *Cardioceras cordatum* (Sow.) и близких к нему видов *C. quadratoides* отличается субквадратным сечением оборотов, более высоким положением точки ветвления ребер и отсутствием связи ребер с зубцами кля.

Геологический возраст и распространение. Оксфорд верхнего Поволжья и бассейна реки Печоры; нижний оксфорд (зона *C. cordatum*) Самарской Луки и Прикаспийской впадины (бассейн р. Киндель, окрестности озера Эльтон).

Cardioceras tenuicostatum (Nikitin, 1878)

1878 *Amaltheus tenuicostatum* Никитин, стр. 146, табл. I, рис. 13.

1908 *Cardioceras tenuicostatum* Борисяк, стр. 10, табл. I, фиг. 12.

1957 *Cardioceras tenuicostatum* Сазонов, стр. 135, табл. XVIII, фиг. 9, 9а.

1960 *Cardioceras tenuicostatum* Аманниязов, стр. 67, табл. I, рис. 6.

Описание. Раковина со слабо вздутыми оборотами, сердцевидной формы в сечении. Пупок довольно широкий, открытый. Скульптура представлена многочисленными тонкими ребрами, раздваивающимися несколько выше середины боков. Иногда между соседними главными ребрами проходит промежуточное, начинающееся на высоте точки ветвления. Все ребра с сильным изгибом переходят на наружную сторону, заканчиваясь на киле, так что число бугорков на киле соответствует числу ребер. Киль высокий и резкий.

Сравнение. От наиболее близкого к нему *S. russiense* Sas. (1957, стр. 134) отличается более низкой точкой ветвления ребер и раздваивающимися внутренними ребрами.

Геологический возраст и распространение. Нижний оксфорд центральных областей Русской платформы северо-западного Донбасса, окрестностей оз. Эльтона и Туар-Кыра. Вне СССР—Франция.

Семейство *Aspidoceratidae* Zittel, 1895.

Род *Peltoceras* Waagen, 1871.

Подрод *Parapeltoceras* Schindewolf, 1925.

Peltoceras (Parapeltoceras) arduennense (Orbigny, 1847).

1847 *Ammonites arduennensis* Orbigny, стр. 500, табл. 186, фиг. 4—7.

1883 *Peltoceras arduennense* Лагузен, стр. 70, табл. X, фиг. 10.

1908 *Peltoceras cf. arduennense* Борисьяк, табл. III, фиг. 5.

1959 *Peltoceras arduennense* Камышева-Елпатьевская и др., стр. 200, табл. XVIII, фиг. 1—2.

1960 *Peltoceras arduennense* Аманниязов, стр. 87, табл. XII, фиг. 1.

Подробное описание вида дано Аманниязовым (1960) для района Туар-Кыра.

Геологический возраст и распространение. Нижний оксфорд Нижнего Поволжья и Прикаспийской впадины (окрестности оз. Эльтон), Донбасса, Подмосковной котловины, Рязанской и Ярославской областей. Вне СССР — в Англии, Германии, Франции и Индии.

Семейство *Perisphinctidae* Steinmann, 1890.

Род *Perisphinctes* Waagen, 1869.

Perisphinctes chloroolithicus (Gümbel) Waagen, 1875.

1864 *Ammonites chloroolithicus* Gümbel, стр. 55.

1875 *Ammonites chloroolithicus* Waagen, стр. 198, табл. 50, фиг. 3.

1885 *Perisphinctes chloroolithicus* Никитин, стр. 127, табл. IV, фиг. 15.

1956 *Perisphinctes chloroolithicus* Камышева-Елпатьевская и др., стр. 29, табл. II, фиг. 25.

1959 *Perisphinctes chloroolithicus* Камышева-Елпатьевская и др., стр. 124, табл. X, фиг. 2, 3.

В. П. Николаева, описавшая этот вид для Саратовского Поволжья (В. Г. Камышева-Елпатьевская и др., 1956), отмечала большое сходство его с видом *P. martelli* Opp. Отличие проявляется лишь в характере ребристости: у *P. chloroolithicus* ребра более тонкие и частые.

Геологический возраст и распространение. Нижний оксфорд верхнего и нижнего Поволжья и Прикаспийской впадины (г. Улаган). Вне СССР—в Польше, Германии, Англии и Индии.

Класс Bivalvia

Семейство *Ledidae* Dall, 1898.

Род *Leda* Schumacher, 1817.

Leda medusa Borissiak, 1904

Табл. I, фиг. 7—9.

1904 *Leda medusa* Борисяк, стр. 19, табл. III, фиг. 2—4.

1955 *Nuculana medusa* Герасимов, стр. 44, табл. I, фиг. 1, 2.

Описание. Раковина маленькая, треугольная, округленная спереди, с сильно вытянутым клювообразным задним концом. Хорошо развитые макушки, расположенные почти посредине, загнуты внутрь и повернуты назад. Впереди макушек неявно отграниченная лунка, сзади — широкий ланцевидный щиток. Замочный край выпуклый впереди макушек и вогнутый сзади их. На поверхности раковины наблюдается неправильная концентрическая ребристость. Зубы мелкие, почти одинаковой величины. Мускульные отпечатки небольшие.

	Фиг. 9.		Фиг. 7		Фиг. 8	
Длина створки, мм	12	12	10	10	9	8
Высота створки, мм	8	8	7	6	6	5
Выпуклость створки	3	2,5	2	2	2	2

Замечания и сравнение. Большое количество имеющих у нас ядер, правда несколько сплюснутых, дает возможность убедиться в том, что по очертаниям, размерам и скульптуре они ничем существенно не отличаются от раковин вида *Leda medusa*, установленного А. А. Борисяком.

Геологический возраст и распространение. Вид известен из келловея и оксфорда Центральной России. Встречен нами в оксфордских отложениях (I_{30x1}^2) горы Улаган на восточном побережье озера Эльтон. Сведений с находении за пределами СССР не имеется.

Семейство *Nuculidae* Orbigny, 1844.

Род *Nucula* Lamarck, 1799.

Nucula calliope Orbigny, 1850.

Табл. I, фиг. 10, 11.

1850 *Nucula calliope* Orbigny, т. 1, стр. 339, № 177.

1882 *Nucula inconstans* Roeder, стр. 76, табл. III, фиг. 5.

1904 *Nucula calliope* Борисяк, стр. 10, табл. II, фиг. 2.

1904 *Nucula pina* Борисяк (pars), стр. 9, табл. II, фиг. 8, 9.

1925 *Nucula calliope* Boule, т. 2, стр. 21, табл. 39, фиг. 8, 9.

1955 *Nucula calliope* Герасимов, стр. 43, табл. I, фиг. 3—6.

Описание. Раковина небольшая, овально-треугольная, сравнительно короткая, вздутая, с вытянутым передним и коротким задним краем. Макушки, расположенные у заднего края, хорошо развиты, запнуты внутрь и повернуты назад. Позади макушек расположен округло-овальный щиток, а впереди ланцетовидная лунка, ограниченная округленным килем. На поверхности раковины наблюдаются отчетливые, но не резкие и неоднородные следы нарастания. Зубы более развитые и многочисленные в переднем ряду, который значительно длиннее заднего. Передний мускульный отпечаток сильно развит, задний едва заметен.

Фиг. 11 Фиг. 10

Длина створки, мм	15	14	12	11	8
Высота створки, мм	13	12	12	9	8
Выпуклость створки, мм	5	5	4	4	3

Замечания и сравнение. Описываемый вид впервые установлен А. Орбиньи (1850), который дал краткое описание его, но не привел изображения, поэтому голотип вида по существу отсутствует. Однако впоследствии М. Бойль (Boule, 1925) описал коллекцию Орбиньи и привел два изображения раковин этого вида, которые можно рассматривать в качестве синтипов, ибо именно эти экземпляры были описаны Орбиньи при выделении нового вида.

Чрезвычайно близким к виду *Nucula calliope* Orb. является вид *N. inconstans* Roeder, 1882, который мы вслед за П. А. Герасимовым (1955) включаем в синонимику вида *N. calliope* Orb. Небольшие различия имеет описываемый вид также с видом *N. pina*, установленным А. А. Борисяком (1904). Эти различия заключаются в том, что раковина *N. calliope* Orb. более крупная, более короткая и имеет более выдающиеся мускульные отпечатки, особенно передний. У варисетов «а» и «в» вида *Nucula pina*, описанных А. А. Борисяком, эти различия незаметны и поэтому мы считаем более правильным отнести названные варианты к виду *N. calliope* Orb.

Близкий вид *N. saecilia* Orb., описание которого приводится ниже, отличается от рассматриваемого наличием более удлиненной раковины и мало выдающимися макушками.

Геологический возраст и распространение. Вид известен из келловея и оксфорда Литовской ССР, Центральной России и Поволжья и из келловея Грузии и района оз. Эльтон. Встречен нами в оксфордских ($J_3ox_1^2$; $J_3ox_1^3$) и верхнекимериджских отложениях горы Улаган. Вне СССР в келловее и оксфорде Швейцарии и Франции, келловее Польши.

Nucula caecilia Orbigny, 1850

Табл. 1, фиг. 12—14.

1850 *Nucula caecilia* Orbigny, т. 1, стр. 339, № 176.

1852 *Nucula ornati* Quenstedt, стр. 528, табл. 44, фиг. 7

1883 *Nucula caecilia* Лагузен, стр. 29, табл. II, фиг. 18—20.

1925 *Nucula caecilia* Boule, т. 2, стр. 20, табл. 39, фиг. 19, 20.

1955 *Nucula caecilia* Герасимов, стр. 44, табл. I, фиг. 7

О п и с а н и е. Раковина небольшая, овальная, удлиненная, умеренно выпуклая, с сильно вытянутым передним и коротким, несколько суженным задним краем. Слабо выдающиеся макушки, расположенные в задней трети створок, загнуты внутрь и повернуты назад. Лунка и щиток слабо выражены, зубы более многочисленные в переднем ряду, который значительно длиннее заднего. Передний и задний мускульные отпечатки хорошо развиты.

	Фиг. 12	Фиг. 14	Фиг. 13
Длина створки, мм	20	18	18
Высота створки, мм	12	11	11
Выпуклость створки, мм	6	5	4,5

З а м е ч а н и я и с р а в н е н и е. Описываемый вид установлен А. Орбиньи (Orbigny, 1850), который не привел его изображений. Синтипы так же, как и для *N. calliope* Orb., см. у М. Бойля (Boule, 1882), описавшего коллекцию Орбиньи. Отсутствие изображений в работе Орбиньи вероятно послужило причиной того, что в 1852 г. Ф. Квенштедт (Quenstedt) выделил новый вид *N. ornati*, раковины которого ничем не отличаются от раковин *N. caecilia* Orb. Поэтому мы, как и некоторые другие авторы, считаем *N. ornati* Quenst. синонимом вида *N. caecilia* Orb.

Большое сходство с описанным видом имеет *N. pectinata* Sow., изображенная в работе К. Цитена (Zieten, 1830—1833, табл. 57, фиг. 8), на что указывал еще Орбиньи. Однако раковины, изображенные Цитеном, отличаются от раковин *N. caecilia* Orb. большей выпуклостью створок и большей вытянутостью переднего края.

О различиях между видами *N. calliope* Orb. и *N. caecilia* Orb. упоминалось в описании *N. calliope* Orb.

Геологический возраст и распространение. Вид известен из келловей Центральной России и келловей горы Улаган, откуда описывается впервые. Вне СССР встречается в верхнем бате и келловее Франции и Германии.

Семейство Monotidae Fiescher, 1887.

Род *Oxytoma* Meek, 1864.

Oxytoma cf. *inaequivalvis* (Sowerby, 1821).

1821 *Avicula inaequalvis* Sowerby, т. 3, стр. 78, табл. 244, фиг. 2.

1853 *Avicula münsteri* Morris et Lycett, ч. 2, стр. 129, табл. 14, фиг. 6.

1899 *Avicula münsteri* Greppin, стр. 113, табл. 9, фиг. 10, табл. 12, фиг. 4.

1903 *Avicula cf. münsteri* Ilvovaisky, стр. 34, табл. 8, фиг. 18, 19.

1909 *Oxytoma inaequalvis*, Борисяк, стр. 4, табл. 1, фиг. 10.

1909 *Oxytoma inaequalvis* var. *borealis*, Борисяк, стр. 5 табл. 1, фиг. 3—8.

1955 *Oxytoma inaequalvis* Герасимов, стр. 88, табл. 18 фиг. 1—8.

1957 *Oxytoma inaequalvis* Химшиашвили, стр. 102, табл. 15, фиг. 5.

Описание. Мы располагаем только одним ядром левой створки недостаточно хорошей сохранности. Эта створка небольшая, выпуклая, скошенная, с едва выступающей над прямым замочным краем маленькой макушкой. Переднее ушко едва заметно, заднее — более широкое, треугольного очертания с неглубокой выемкой над ним. Скульптура состоит из основных радикальных ребер, разделенных широкими промежутками, в которых наблюдаются более тонкие ребра различной мощности. Наблюдаются также неравномерно расположенные тонкие концентрические линии нарастания.

Длина створки — 10 мм, высота — 9 мм, выпуклость — 3 мм.

Замечания и сравнение. Вид *Oxytoma inaequalvis* (Sow.) наиболее близок к виду *O. münsteri* (Bronn.), который по данным А. А. Борисяка (1909) отличается от первого меньшей выпуклостью раковины, наличием глубокой выемки под задним ушком и большим количеством тонких радиальных ребер одного порядка, между которыми располагается небольшое число одинаково развитых струек.

Если с этим критерием подойти к ранее установленным видам, то окажется, что *O. münsteri* (Bronn.) в работах Greppin, 1898—1900; Ilvovaisky, 1903; Morris et Lycett 1853 ничем не отличается от *O. inaequalvis* (Sow.) и наоборот *O. inaequalvis* (Sow.) у И. И. Лагузена (1883, стр. 24 табл. 2, фиг. 5) более близка к *O. münsteri* (Bronn.).

Заметим кстати, что внеся определенную ясность в разграничение видов *O. inaequalvis* (Sow.) и *O. münsteri* (Bronn.) А. А. Борисяк вместе с тем усложнил вопрос об объеме вида *O. inaequalvis* (Sow.), выделив разновидность его var. *borealis*. Считая, что для выделения ее нет достаточных оснований, мы вслед за П. А. Герасимовым (1955) включаем ее в синониму *O. inaequalvis* (Sow.).

Геологический возраст и распространение. *O. inaequalvis* (Sow.) встречается в келловее Литовской

СССР, бассейнов рр. Печоры и Урала, Донбасса, Дагестана, Мангышлака, Зап. Туркмении; в келловее и оксфорде Центральной России и Зап. Грузии. Описанная форма найдена в оксфорде (I₃ox¹) горы Улаган. Вне СССР — от байоса до оксфорда Англии, Франции и Германии.

Семейство Limidae Orbigny, 1847.

Род Lima Brugniere, 1792.

Lima alternicosta Buvignier, 1852.

Табл. I, фиг. 4—6.

1852 *Lima alternicosta* Buvignier, стр. 22, табл. 18, фиг. 11—13.

1878 *Lima alternicosta* Struckmann, стр. 36, табл. 11, фиг. 12.

1883 *Lima duplicata*, Лагузен, стр. 21, табл. 1, фиг. 13.

1901 *Lima alternicosta* Loriol, стр. 100, табл. 6, фиг. 8.

1932 *Lima alternicosta* Arkell, ч. 4, стр. 140, табл. 13, фиг. 3—5.

1957 *Lima alternicosta*, Химшиашвили, стр. 131.

Описание. Раковина небольшая; скошенно-овальная, умеренно выпуклая; имеющая почти равную длину и высоту. Задний край короткий, крутой, переходящий в равномерно выпуклый нижний, образующий округленный угол с длинным прямолинейным передним краем. Макушечный угол близкий к прямому. Макушки заостренные, выдающиеся над коротким краем. Ушки слабо развитые. Поверхность раковины покрыта 25—30 прямолинейными острыми треугольными ребрами, между которыми имеется по одному тонкому ребрышку. Получающему развитие в нижней части створки. Линии нарастания тонкие, но четко выраженные.

Фиг. 6 Фиг. 5 Фиг. 4

Длина створки, мм	18	15	16	13
Высота створки, мм	20	16	15	14
Выпуклость створки, мм	5	4	5	3

З а м е ч а н и я и с р а в н е н и е. Описываемые образцы имеют все основные признаки, характерные для *L. alternicosta* Buv., отличаясь лишь несколько меньшими размерами при том же соотношении длины и высоты.

От близкого вида *L. duplicata* Sowerby (1812—1845, т. 4, стр. 114, табл. 559, фиг. 3), описываемый отличается меньшими размерами раковины, несколько большим количеством более тонких радиальных ребер и более сильно развитыми промежуточными ребрышками.

Еще более близким к описываемому является вид *L. moeschi* Loriol (1876—1878, стр. 156, табл. 22, фиг. 19), имеющий то же количество ребер и отличающийся лишь большей вытянутостью раковины в длину.

Геологический возраст и распространение. Вид известен из келловоя Центральной России и Туркмении.

келловей и оксфорда Сев. Кавказа, Азербайджана, Зап. Грузии, титона Вост. Грузии. Встречен нами в оксфорде ($J_3ox^2_1$, $J_3ox^3_1$); горы Улаган. Вне СССР известен в Англии, Франции, Швейцарии и Германии от келловей до титона.

Семейство Modiolopsidae Fischer, 1887

Род *Myoconcha* Sowerby, 1825

Myoconcha radiata Orbigny, 1850.

Табл. 1, фиг. 1

1850 *Myoconcha radiata* Orbigny, т. 1, стр. 370, № 370.

1852 *Mytilus textus* Buvignier, стр. 21, табл. 17, фиг. 22, 23.

1888 *Myoconcha* cf. *texta* Loriol et Bourgeat, стр. 302, табл. 35, фиг. 2

1927—28 *Myoconcha radiata* Boule, т. 2, стр. 61, табл. 47, фиг. 19.

1929 *Myoconcha texta* Arkell, ч. 1, стр. 61, табл. 2, фиг. 11, 12.

О п и с а н и е. Раковина довольно крупная, умеренно выпуклая, удлинненно-четыреугольная, расширяющаяся к заднему краю. Замочный край длинный, почти прямой, приподнятый у заднего края. Правильно округленный задний край постепенно переходит в почти прямой, с едва заметной вогнутостью, нижний (брюшной) край. Макушки передние, слабо выдающиеся над замочным краем, соприкасающиеся. Поверхность створок покрыта довольно отчетливыми косыми радиальными ребрышками, которые пересекаются тонкими и частыми концентрическими следами нарастания.

Длина створки—50 мм, высота—20 мм, выпуклость—8 мм.

З а м е ч а н и я и с р а в н е н и е. Описываемый вид был установлен А. Орбиньи (1850), который дал его описание, но не привел изображения, поэтому голотип вида фактически не был установлен до тех пор, пока М. Бойль (1925—1932) не опубликовал изображения видов Орбиньи. Отсутствие изображения голотипа, вероятно, явилось причиной того, что А. Бювийе (Buvignier, 1852) через два года после Орбиньи описал аналогичные раковины из того же местонахождения в качестве нового вида — *Mytilus textus* Buv. Однако имеющиеся в настоящее время изображения и описания голотипов этих видов дают основания считать, что отличия между ними заключаются только в размерах раковин, и поэтому *Myoconcha texta* (Buv.) следует рассматривать как юную форму *M. radiata* Orb., а не как самостоятельный вид. К такому же выводу пришел и В. Аркелл (Arkell, 1929—1937), но он почему-то включил *M. radiata* Orb. в синонимику *M. texta* (Buv.), а не наоборот. Наш экземпляр ничем существенно не отличается от экземпляра Орбиньи, а по своим размерам занимает промежуточное положение между ним и экземпляром, описанным А. Бювийе, достигая примерно величины формы, описан-

ной у П. Лориоля (Loriol et Bourgeat, 1886—1888) как *M. cf. texta* (Buv.).

Геологический возраст и распространение. Описываемый вид впервые встречен на территории СССР в оксфорде (J₃ox₁³) горы Улаган. Вне СССР известен из оксфорда Франции и Англии.

Семейство Mytilidae Fleming, 1828

Род *Modiolus* Lamarck, 1799

Modiolus hannoveranus Struckmann, 1878.

Табл. I, фиг. 2, 3.

1878 *Modiola hannoverana* Struckmann, стр. 84, табл. 2, фиг. 1.

1906 *Modiola hannoverana* Борисьяк, стр. 9, табл. 2, фиг. 1—4.

О п и с а н и е. Раковина вытянутая в длину, вздутая, слегка изогнута, с узким передним концом и правильно закругленным задним. Узкие изогнутые макушки занимают почти конечное положение. От них к нижнему заднему углу раковины протягивается срединный изгибающийся киль, к которому приурочена наибольшая вздутость раковины. Замочный край длинный, почти прямой, переходящий в округленный задний край, образуя с ним тупой угол. Нижний край слабо вогнутый. Спинное ушко треугольное, брюшное — небольшого размера, слегка вздутое. На поверхности раковины хорошо прослеживаются густо, но равномерно расположенные округленные концентрические ребрышки. Радиальные струйки на наших экземплярах не заметны.

Длина створки, мм	25	23	21	16
Высота створки, мм	12	11	9	7
Выпуклость створки, мм	5	4	3	3

З а м е ч а н и я и с р а в н е н и е. Наиболее близким к описываемому является вид *Mytilus longaevus* Contejean (1859, стр. 299, табл. 19, фиг. 4), который отличается меньшей приподнятостью задней части замочного края раковины, менее глубокой выемкой на брюшной стороне ее, а также отсутствием той правильности в расположении концентрических ребрышек, которая характерна для *Modiolus hannoveranus* (Struckm.).

Близкому виду *Mytilus subreniformis* Cornuel также свойственна неправильная концентрическая скульптура, выражающаяся в чередовании тонких многочисленных концентрических ребрышек с более редко расположенными крупными ребрами. Кроме того, раковины этого вида более изогнуты и имеют несколько иное очертание заднего края по сравнению с раковинами *M. hannoveranus* (Struckm.).

Отличия близкого вида *M. subhannoverana* Pselincev (Пчелинцев В. Ф., 1931, стр. 75, табл. 3, фиг. 21) сводятся к тому, что у него неясно отграничено переднее ушко и вместо равномерно расположенных концентрических ребрышек наблюдает-

ся чередование тонких концентрических ребрышек с более грубыми морщинами нарастания.

Геологический возраст и распространение. Вид известен из оксфорда Донбасса. Встречен нами в оксфордских отложениях ($J_{3ox_1^2}$; $J_{3ox_1^3}$) горы Улаган. Вне СССР известен в Германии от келловая до кимериджа.

Род *Arcomytilus* Agassiz, 1840

Arcomytilus cf. pectinatus (Sowerby, 1821).

1821 *Mytilus pectinatus* Sowerby, т. 3, стр. 147, табл. 282.

1906 *Mytilus pectinatus* Борисяк, стр. 20, табл. 2, фиг. 21.

1929 *Mytilus* (*Arcomytilus*) *pectinatus* Arkell, ч. 1, стр. 53, табл. 2, фиг. 9.

1957 *Mytilus* (*Arcomytilus*) *pectinatus* Химшиашвили, стр. 88, табл. 18, фиг. 1, 2.

Описание и сравнение. Имеющиеся у нас неполные ядра наиболее сходны с экземпляром, изображенным А. А. Борисяком (1906), и отличаются от него только меньшими размерами. Наши ядра, как и раковины *Arcomytilus pectinatus* (Sow.), имеют клиновидную форму. Нижний (брюшной) край створки слегка вогнут, верхний край выпуклый, а задний — округлен. Сохранившиеся на ядрах части створок покрыты мелкими радиальными дихотомически ветвящимися ребрышками, пересекающимися редкими и неравномерно расположенными концентрическими уступами нарастания. Эти признаки дают возможность определить описываемые экземпляры как *A. cf. pectinatus* (Sow.).

Геологический возраст и распространение. *A. pectinatus* (Sow.) известен из верхнего оксфорда — нижнего кимериджа Сев. Кавказа, Грузии, Туркмении. Наши ядра происходят из оксфорда ($J_{3ox_1^3}$) горы Улаган. Вне СССР вид встречен в верхнем оксфорде — нижнем кимеридже Англии, Франции, Германии, Польши.

Литература

Аманниязов К. Кардиоцерасы из нижнего оксфорда Туар-Кыра. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн. хим. и геол. наук, № 2, 1960.

Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Заволжья. БМОИП, отд. геол., т. 12, Вып. 3, 1934.

Бодылевский В. И., Крымгольц Г. Я., Соколова Е. И. Верхнеюрские отложения СССР. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР, т. 9, Госгеолтехиздат, 1949.

Борисяк А. А. *Pelecypoda* юрских отложений Европейской России. Вып. 1. *Nuculidae*. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. II, 1904.

Борисяк А. А. *Pelecypoda* юрских отложений Европейской России. Вып. 3. *Mytilidae*. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 29, 1906.

Борисяк А. А. Фауна донецкой юры. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 37, 1908.

Борисяк А. А. *Pelecypoda* юрских отложений Европейской России. Вып. 4. *Aviculidae*. Тр. Геол. Ком. нов. сер., вып. 44, 1909.

Герасимов П. А. Руководящие ископаемые мезозоя централь-

ных областей Европейской части СССР, ч. I, Госгеолтехиздат, 1955.

Зиновьев М. С. Некоторые новые данные по стратиграфии юрских отложений района оз. Эльтон. Изв. вузов. Геология и разведка. № 4, 1963.

Ильин В. Д., Бояринова Л. А. Геологическое строение района озера Эльтон. Тр. ВНИГНИ, вып. 4, Госгеолтехиздат, 1954.

Камышева - Елпатьевская В. Г. О верхнеюрских аммонитах окрестностей озера Эльтон. Тр. НИИГеологии Саратов. ун-та, т. 2, вып. 2—3, 1938.

Камышева - Елпатьевская В. Г. и Иванова А. Н. Атлас руководящих форм ископаемых фаун Саратовского Поволжья. Сароблгиз. 1947.

Камышева - Елпатьевская В. Г., Николаева В. П. Троицкая Е. А. Определитель юрских аммонитов Саратовского Поволжья. Госгеолтехиздат, 1956.

Камышева - Елпатьевская В. Г., Николаева В. П., Троицкая Е. А. Стратиграфия юрских отложений Саратовского Правобережья по аммонитам. Тр. ВНИГРИ, вып. 37, 1959.

Лагузен И. И. Фауна юрских образований Рязанской губернии. Тр. Геол. Ком., т. 1, № 1, 1883.

Никитин С. Н. Аммониты группы *Amaltheus funiferus*. Bul. Soc. Nat. Moscou, т. 53, 1878.

Никитин С. Н. Юрские образования между Рыбинском, Мологой и Мышкином. Мат. для геологии России, т. 10, 1881.

Православлев П. А. К познанию геологического строения окрестностей Эльтонского озера. Варшавск. университетские известия. т. 1, 1902.

Пчелинцев В. Ф. Материалы по изучению верхнеюрских отложений Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 91, 1931.

Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Гостоптехиздат, 1962.

Сазонов Н. Т. Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Госгеолтехиздат, 1957.

Соколов Д. Н. К аммонитовой фауне пещорской юры. Тр. Геол. Ком., нов. сер., вып. 76, 1912.

Химшиашвили Н. Г. Верхнеюрская фауна Грузии (*Cephalopoda* и *Lamellibranchiata*). Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1957.

Arkell W. J. A monograph of British corallian Lamellibranchia. part I-X. Monograph of the Paleontograph. society, vol. 81—96, London, 1929—1937.

Boule M. Types du Prodrome de paléontologie stratigraphique universelle d'Alcide d'Orbigny, vol. II. Annales de Paleontologie, vol. XIV—XXI, Paris, 1925—1932.

Buvignier A. Statistique, geologique, mineralogique, minerallurgique et paleontologique du Dépt. de la Meuse. Paris, 1852.

Contejean Ch. Étude de létage kimmeridgien dans les environs de Montbeliard et dans le Jura de la France et L'Angletere. Mém. Soc. d'emul. du Doubs, 3 sér., vol. 4, Paris, 1859.

Greppin Ed. Description des fossiles du bajocien supérieur des environs de Bâle. Mem. soc. Paléont. Suisse, vol. XXV—XXVII, Geneva, 1898—1900.

Ilovajsky D. I. L'Oxfordien et la Sequanien des gouvernements de Moscou et de Rjasan. Bull. Soc. Nat. Moscou, № 2—3, 1903.

Loriol P. Monographie paleontologique des couches a'Ammonites tenuilobatus de Baden. Mém. Soc. Paléont. Suisse, vol. III—V, Geneva, 1876—1878.

Loriol P. Étude sur les Mollusques et, Brachiopodes de l'oxfordien

inférieur ou zoné a Ammonites Renggeri du Jura Bernois. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXV, 1898.

Loriol P. Étude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'oxfordien inférieur ou zoné a Ammonites Renggeri du Jura Ledonien. Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. XXVII, 1900.

Loriol P. et Bourgeat A. Études sur les mollusques des couches coralligènes de Valfin (Jura). Mém. Soc. Paleont. Suisse, vol. XIII—XV, Geneve, 1886—1888.

Morris J. and Lycett J. A monograph of the Mollusca from the great Oolite chiefly from Minchinhampton and the coast of Jorkshire. Paleontograph. Soc. London, part II, 1853.

Orbigny A. Prodrome de paleontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés, vol. I, II, Paris, 1850.

Orbigny A. Paleontologie française. Terrains jurassiques, t I, Cephalopodes. 1824—60.

Quenstedt F. A. Handbuch der Petrefaktenkunde, Tübingen, 1852.

Roeder H. Beitrag zur Kenntniss des Terrains a Chailles und seiner zweischaller in der Umgegend von Prift in Oberelsass, Strassburg, 1882.

Sowerby J. The Mineral Conchology of Great Britain, vol. I—VI. London, 1812—1845.

Struckmann C. Der Obere Jura der Umgegend von Hannover, 1878

Uhlig V. Die Jurabildungen in der Umgebung von Brun., Beit. Geol. Pal. Osterr. Ung. u.

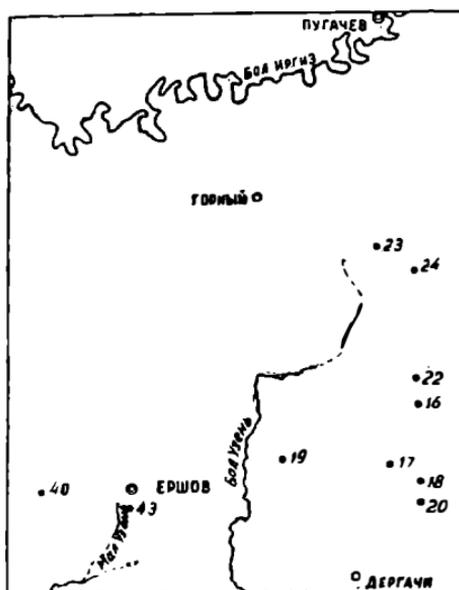
Waagen W. Jurassic faune of Kutch, t. I. Paleont. Indica, t. I, ser. IX. 1875.

Zieten C. Die Versteinerungen Württemberges. Stuttgart, Hft. I, 2. 1830—1833.

А. М. КУЗНЕЦОВА, В. И. КУРЛАЕВ, В. П. НИКОЛАЕВА

К СТРАТИГРАФИИ ЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕРХОВИЙ РЕК БОЛЬШОГО И МАЛОГО УЗЕНЕЙ

Юрские и нижнемеловые отложения верховий рек Большого и Малого Узеней до последнего времени не были изучены. Это объясняется тем, что они покрыты мощными (свыше 100 м) четвертичными и плейстоценовыми отложениями, а глубокого бурения здесь не было.



•17- Скважина и её номер.

На указанной территории в 1962 г. в связи с составлением Государственной геологической карты было пробурено несколько скважин: 16, 17, 18, 19, 20, 23, 24, 40 и 43 (см. рис.), которые вскрыли юрские и нижнемеловые отложения. В результате изучения керна, определения макро- и

микрофауны и, отчасти, спорово-пыльцевых спектров в толще юрских отложений выделены байосский, батский, келловейский, оксфордский, нижний и верхний волжские, а в нижнемеловых — валанжинский, готеривский, барремский и аптский ярусы.

Среднеюрские отложения

Породы байосского яруса трансгрессивно залегают на верхнепермских (скв. 16, 17, 23) и нижнетриасовых отложениях (скв. 18, 19, 20 и др.). Нижний их контакт в скв. 23 располагается на глубине 246 м, а в скв. 20—621 м. В основании яруса обычно залегают серые и светло-серые, кварцево-полевошпатовые пески, в различной степени глинистые, косослоистые, с невыдержанными прослоями аналогичных по цвету и составу песчаников. Для тяжелой фракции песков характерно сравнительно высокое содержание зерен циркона и граната. Выше следуют серые и зеленовато-серые алевритистые и опоковидные глины с редкими прослоями кварцево-полевошпатовых песчаников с зернами глауконита и включениями песчано-глинистых конкреций.

Органические остатки присутствуют по всему разрезу. Здесь встречены аммониты *Parkinsonia cf. doneziana* Bog., *Parkinsonia sp. indet.*; двустворчатки, из которых многочисленны *Meleagrinnella doneziana* (Bog.) и единичны *Oxytoma cf. münsteri* Bronn, *Corbula cf. involuta* Goldf., *Nucula jagmanica* Sib.; фораминиферы *Lenticulina volganica* (Dain), *L. dainae* (Kos.), *L. mironovi* (Dain), *Darbiella kutzevi* Dain, *Frondicularia supracaloviensis* Wisn.; остракоды: *Paleocytheridea bajociensis* Hab., *P. praerimosa* Hab., *P. tricostata* Hab., *Macrodentina strigatus* Hab.

В отложениях байоса встречен следующий спорово-пыльцевой комплекс*: *Coniopteris tajmirensis* К.-М., *Coniopteris sp.*, *Cibotium junctum* К.-М., *Leiotriletes gradatus* (Mal.) Bolkh., *L. selectus* Naum., *Lycopodium suprotundum* К.-М., *L. nodosum* К.-М., *Sphagnum glabrescens* (Mal.) Bolkh., *Hausmania alata* К.-М., *Trachytriletes subtilis* Bolkh., *Gleichenia delicata* Bolkh., *Osmunda jurassica* К.-М., *O. papillata* Bolkh., *Osmundites plicatus* К.-М., *Selaginella obscura* Bolkh., *Salvinia perpulchra* Bolkh., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolkh., *G. mutabila* (Naum.) Bolkh., *G. praeacuta* Bolkh., *G. typica* (Mal.) Bolkh., *Bennettites dilucidus* Bolkh., *Podocarpus cretacea* (Naum.) Bolkh., *P. macrophyllaeformis* Bolkh., *P. major* (Naum.) Bolkh., *Pinus subconcinna* (Naum.) Bolkh., *Picea oxiloides* Bolkh., *P. singularae* Bolkh., *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) Bolkh., *P. magnifica* Bolkh., *Paleoconiferus asaccatus* Bolkh., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolkh. и другие.

* Определение спорово-пыльцевых комплексов проводилось Е. Д. Орловой.

Parkinsonia doneziana Vog. является зональным видом, характеризующим верхнюю зону верхнего байоса (Унифицированная схема стратиграфии мезозоя Русской платформы, 1961). В данном комплексе этот вид, определенный через открытую номенклатуру, может сам по себе лишь условно указывать на присутствие зоны *Parkinsonia doneziana*. Но в совокупности с вышеназванным комплексом микрофауны отложения относятся, несомненно, к этой зоне.

Мощность пород байосского яруса в исследованном районе 50—63 м, увеличение, как и в других ярусах юры и нижнего мела, происходит с севера на юг и юго-восток.

Породы батского яруса без видимых следов перерыва залегают на породах байосского яруса. Они сложены серыми и зеленовато-серыми опоковидными и алевритистыми глинами, по внешнему облику не отличимыми от нижележащих байосских глин. В них встречаются прослойки алевритов, мелкозернистых кварцевых песчаников и глинистых сидеритов. В отличие от байосских отложений батские — почти не содержат органических остатков. Наиболее часто здесь наблюдаются обуглившиеся растительные остатки. В глинах встречены: аммонит *Pseudocosmoceras* sp. indet. и двустворчатки *Placunopsis jurensis* Mor. et Lyc., *Meleagrinnella doneziana* Vog., *M. cf. echinata* Smith. и редкие фораминиферы, представленные видами *Ammodiscus baticus* Dain, *A. graniferus* Kos.

Представляет интерес находка аммонита из рода *Pseudocosmoceras*, который отмечается для Заволжья впервые. Это вообще довольно редкий род, имеющий распространение лишь в Европейской части Советского Союза. В многочисленной зарубежной литературе и, в частности, западноевропейской по среднеюрским аммонитам этот род не указывается. Его распространение в СССР также ограничено немногочисленными пунктами. *Pseudocosmoceras* известен в Днепровско-Донецкой впадине, где он сравнительно часто встречается, и по его видам установлены две зоны в нижнем бате. Единичные находки известны также из батских отложений на Сев. Кавказе и Кубани; также единичные, очень плохой сохранности обломки найдены в среднеюрских отложениях КМА. Наконец, значительная коллекция и довольно хорошей сохранности собрана одним из авторов — В. П. Николаевой — в районе Доно-Медведицких дислокаций, где возраст отложений с *Pseudocosmoceras*, по мнению этого автора, нижнебатский.

Из керна некоторых скважин извлечен и определен батский спорово-пыльцевой комплекс. Видовой состав спор и пыльцы бата отличается от байосского, главным образом, количественным содержанием видов. Так, например, увеличивается процент встречаемости подгруппы *Lophotriletes*, спор из сем. *Dicksoniaceae* (рода *Coniopteris*, *Cibotium*), уменьшается количество спор *Osmunda* и т. д.

Мощность бата 38—51 м.

Общая мощность среднего отдела 88—114 м.

Верхнеюрские отложения

Породы келловейского яруса залегают согласно на породах бата. Они представлены всеми тремя подъярусами. Нижний подъярус сложен глинами светло-серыми, прослоями темно-серыми и буровато-серыми, в различной степени песчанистыми, содержащими многочисленные углифицированные обрывки растительных тканей. Как нижний, так и средний подъярусы келловей охарактеризованы лишь фораминиферами, причем как в видовом, так и в количественном составе значительно отличающимися от среднеюрских большим разнообразием и обилием.

В комплексе фораминифер нижнего подъяруса преобладают многочисленные песчанистые формы: *Ammodiscus ex gr graniferus* Kos., *Lituotuba nodus* Kos., *Haplophragmoides infracallovienensis* Dain, *H. ventosus* Hab., *Ammobaculites ex gr fontinensis* (Terq.), *A. coprolitiformis* Schwag.

Менее многочисленны фораминиферы с известковистой раковинкой: *Lenticulina aff. arguta* Вус., *L. tatariensis* Mjatl., *Frondicularia spatulata* Terq., *Pseudoglandulina pupoides* Mjatl., *Globulina paalzewi* Mjatl.

Мощность нижнего келловей 4—7 м.

Средний подъярус выражен глинами серыми известковистыми, тонкослоистыми с редкими прослойками светло-серых мергелей. В скв. 24 в основании этого подъяруса залегают бесструктурные комковатые серые известковистые глины с мелкими (до 1 см в диаметре) желтовато-бурыми глинистыми катышами.

Породы среднекелловейского подъяруса хорошо охарактеризованы обильными килеватыми лентикулинами: *Lenticulina cultriformis* Mjatl., *L. cidaris* Kos., *L. polonica* Wisn., *Planularia calligata* Brückm., *Frondicularia mölleri* Uhl., *Saracenaria engelsensis* Kos., *Epistomina elschankaensis* Mjatl., *Nubeculinella parasitica* Dain.

Здесь уже отсутствуют песчанистые формы из семейства *Lituolidae*.

Мощность среднего келловей 8—10 м.

Верхний подъярус, как и средний, представлен серыми известковистыми глинами, то тонкослоистыми, рыхлыми, то плотными с неясной слоистостью с многочисленными ходами илоедов и частыми прослоями (до 0,1 м) светло-серых, почти белых мергелей. Здесь обнаружена фауна аммонитов из сем. *Cardioceratidae*: *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. leachi* Sow., *Q. cf. flexicostatum* Phill., *Q. sp. indet*; из семейства *Kosmoceratidae*: *Kosmoceras spinosum* Sow., *K. cf. spinosum* Sow., *K. rowlstonense* Joung et Bird, *K. cf. duncani* Sow., *K. gemmatum*

Phill., K. sp. indet. ; из семейства Opeliidae: *Hecticoceras brighti* Pratt.; неопределимые до вида обломки *Perisphinctes* из семейства *Perisphinctidae*. Кроме того, здесь встречены белемниты: *Hibolites gillieronii* Mayr, *H. hastatus* Blainv., *H. latesulcatus* Orb., *H. sp. indet.*, *Cylindroteuthis sp. indet.* Плохой сохранности двустворчатки: *Nucula caecilia* Orb., *N. calliope* Orb., *N. cf. nina* Bor., *Leda medusa* Bor., *Posidonia buchi* Roem., *Parallelodon sp. indet.*, *Ostrea sp. indet.*, *Astarte sp. indet.*, *Anisocardia sp. indet.*, *Inoceramus sp. indet.*, *Pinna sp. indet.* *Pholadomya sp. indet.*

По наличию вышеуказанного комплекса аммонитов на исследованной территории можно, по-видимому, говорить о присутствии обеих зон верхнего келловоя зоны *Pelthoceras athleta* и зоны *Quenstedticeras lamberti*.

Верхний подъярус келловоя также хорошо охарактеризован многочисленными фораминиферами в основном из семейства *Lagenidae*: *Lenticulina tumida* Mjat., *L. erucaeformis* Wisn., *L. humilis* Reuss, *L. batraciensis* Mjat. *Planularia calligata* Bruck., *Nubecularia bulbifera* Byk., *Epistomina mosquensis* (Uhl.).

Изучение спорово-пыльцевого спектра келловоя дало возможность охарактеризовать все три подъяруса лишь в целом. В состав комплекса входят *Coniopteris*, *Leiotriletes*, *Gleichenia delicata* Bolkh., *G. stellata* Bolkh., *G. carinata* Bolkh., *Osmunda papillata* Bolkh., *Lophotriletes*, *Alsophila*, *Ginkgo parva* (Naum.) Bolkh., *G. mutabila* (Naum.) Bolkh., *Podozamites bulliliihaeformis* (Mal.) Bolkh., *P. cognatus* Bolkh., *Podocarpus cretacea* (Naum.) Bolkh., *P. unica* Bolkh., *Picea exilioides* Bolkh., *P. singularae* Bolkh., *P. spirellaeformis* (Mal.) Bolkh., *Pinus pernobilis* Bolkh., *P. incrassata* Bolkh., *Brachyphyllum* и др. Наиболее характерной особенностью келловейского комплекса является наличие значительного количества пыльцевых зерен рода *Brachyphyllum*.

Мощность верхнего келловоя 20—24 м.

Общая мощность келловейского яруса 32—41 м.

Породы оксфордского яруса залегают согласно на келловейских отложениях. Они сложены серыми и светло-серыми известковистыми глинами с многочисленными ходами илоедов и содержащими фауну аммонитов: *Cardioceras cordatum* Sow., *C. cf. vertebrale* Sow., *C. cf. indet.*, *Quenstedticeras trapezoidalis* Tr., типичных для средней зоны нижнего оксфорда — зоны *Cardioceras cordatum*. Совместно с аммонитами найдена и другая характерная нижнеоксфордская фауна. Это двустворчатки *Astarte depressoides* Lah., *A cordata* Trd., *Parallelodon keyserlingi* Orb., белемнит *Cylindroteuthis obelisca* Phill., гастроподы *Procerithium russiense* Orb. и др. Микрофаунистический комплекс содержит следующие виды фораминифер: *Spirophthalmidium saggitum* Вус., в массовом

количестве *Spirophthalmidium* ex. gr. *carinatum* Küb. et Zw и *Eristomina volgensis* Mjatl., *Lenticulina posttumida* Dain.

На описываемой площади, как и на смежных с ней территориях, в начале нижнего волжского века имел место размыв ранее сформировавшихся отложений. Здесь, видимо, полностью уничтожены осадки кимериджа, а в районе скв. 24 — и оксфорда.

Сохранившаяся мощность оксфорда 0—18 м.

Породы нижнего волжского яруса залегают на размытой поверхности оксфордских, а в некоторых пунктах (скв. 24) непосредственно на верхне-келловейских отложениях. По вещественному составу пород и фауне нами выделены верхняя зона нижнего подъяруса — зона *Dorsoplanites panderi* и нижняя зона верхнего подъяруса — зона *Virgatites virgatus*. Зона с *D. panderi* обычно начинается фосфоритовым горизонтом (до 0,5 м), сложенным серым мергелем с впаянным в нем округлыми (до 2 см в диаметре) темно-серыми и коричнево-бурыми желваковыми фосфоритами. Выше следуют зеленовато-серые и темно-серые в различной степени известковистые тонкослоистые глины с тонкими (до 0,1 м) не выдержанными по простиранию прослоями битуминозных горючих сланцев и битуминозных листоватых глин. Заканчивается разрез зоны темно-серыми битуминозными известковистыми глинами, чередующимися с прослоями (0,3—1 м) битуминозных горючих сланцев, а вверху зоны с единичными прослойками (до 0,1 м) светло-серых мергелей и песчанистых известняков.

В глинах и сланцах встречена обильная фауна аммонитов, белемнитов, гастропод, двустворчаток, брахиопод и др. очень плохой сохранности. Это, в основном, ядра, отпечатки и фрагменты раковин. Здесь определены *Dorsoplanites* cf. *panderi* Orb., *D. sp. indet.*, *Zarajskites scythycus* (Vischn.) Mich., *Z. quenstedti* Rouil., *Z. zarajskensis* Mich., *Z. cf. pusillus* Mich., *Z. pilicensis* Mich., *Z. sp. indet.*, *Pavlovia sp. indet.*, *Cylindroteuthis* cf. *volgensis* Orb., *C. sp. indet.*, *Hibolites sp. indet.*, *Loripes fischerianus* Orb., *L. sp. indet.*, *Astarte duboisiana* Orb., *A. veneris* Orb., *A. ovooides* Buch, *A. sp. indet.*, *Lima consobrina* Orb., *L. sp. indet.*, *Oxytoma cornueliana* Orb., *O. sp. indet.*, *Inoceramus pseudoretrosus* Ger., *I. plastica* Ger., *I. sp.*, *Aucella rugosa* Fisch., *A. gracilis* Pavl., *A. sp. indet.*, *Pholadomya inaequiplicata* Stan., *Panope* cf. *orbignyana* Orb., *Entolium demissum* Phill., *E. sp. indet.*, *Chlamys annulatus* Sow., *Ostrea* cf. *delloidea* Sow., *O. sp. indet.*, *Protocardia* cf. *concinna* Buch, *Mactromya sp. indet.*, *Cyprina sp. indet.*, *Trigonia sp. indet.*, *Isognomon sp. indet.*, *Scurria meotis* Eichw., *Dentalium sp. indet.*, *Serpula tetragona* Sow., *Lingula demissa* Ger., *L. sp.*

Перечисленный комплекс фауны свидетельствует о разнообразии ее в родовом и видовом отношении. Многие виды

чрезвычайно обильны. То же самое можно сказать и о фауне фораминифер, переполняющей глины и сланцы, причем к сланцам в основном приурочены агглютинированные формы, к глинам — известковистые. Характерными для зоны являются: *Ammobaculites haplophragmioides* Fur. et Pol., *Haplophragmoides volgaensis* Mjatl., *Lenticulina infravolgans* Fur et Pol., *L. embaensis* Fur. et Pol., *Saracenaria pravoslavlevi* Fur. et Pol., *Vaginulina raricostata* Fur. et Pol., *Tristix temirica* Dain, *Planularia lamellosa* Fur. et Pol., *Sigmoillina panda* (Echw.) и др. Указанный комплекс микрофауны имеет широкое географическое распространение и встречен на территории Нижнего и Среднего Поволжья, в районе оз. Индер. Совместно с фораминиферами нами отмечены остракоды, характерные для зоны *Dorsoplanites panderi*.

Мощность зоны 16—33 м.

Зона *Virgatites virgatus* выделяется нами, в основном, по исчезновению обильной фауны фораминифер, характерной для зоны *D panderi*, литологическим особенностям пород и каротажным данным.

Литологически зона выражена серыми плитчатыми известковистыми песчаниками с прослоями (до 20 см) рыхлых тонкоплитчатых зеленовато-серых мергелей и известковистых глин. Встречены многочисленные двустворчатки *Lopires fischerianus* Orb., *Astarte duboisiana* Orb., *Panope* cf. *orbignyana* Orb., *Stenostreon* cf. *distans* Eichw., неопределимые обломки ауцелл, остатки червей *Serpula*, редкие фораминиферы *Lenticulina infravolgaensis* Fur. et Pol., *Tristix temirica* Dain, много остракод *Protocythere nitida* Sub. и *Cytherella ornata* Sub.

Мощность зоны до 31 м.

Общая мощность нижнего волжского яруса 47—64 м.

Верхний волжский ярус обнаружен лишь двумя скважинами (17 и 40) в южной части территории исследования, а на остальной ее площади он размыт. Представлен он песчаниками желтовато-серыми кварцевыми с редкими зернами глауконита и чешуйками слюды, прослоями известковистыми, с линзовидными прослоями темно-серых песчаных глин.

Интересным является наличие находок многочисленных аммонитов, характерных для верхних волжских отложений. Для Саратовского Заволжья предыдущие исследователи отмечали их только у с. Орловки, причем мощность содержащих их пород максимально достигает 1,5 м. Нами определены *Garniericeras* cf. *catenulatum* Fisch., *G.* cf. *subfulgens* Nik., *G.* sp. indet., *Craspedites* sp. indet. Вид *Garniericeras catenulatum* позволил нам установить наличие средней зоны верхнего волжского яруса — зоны *Craspedites subditus*, а *Garniericeras subfulgens* нижней зоны — зоны *Kaschpurites fulgens*.

Кроме аммонитов, здесь присутствуют белемниты *Pachyteuthis* cf. *mosquensis* Pavl., *P* sp. indet., *Cylindroteuthis* sp.

indet., *Hibolites* sp. indet., двустворчатки *Inoceramus* (*Анопаea*) *sphenoideus* Ger., *Entolium demissum* Goldf., *Aucella tenuicollis* Pavl., *A. fischeriana* Orb., *A. sp.*, *A. sp. indet.*, *Суррина* sp. indet.

Попытки обнаружить микрофауну в песчаниках не дали положительного результата.

Сохранившаяся от размыва мощность яруса 0—15 м, а общая мощность верхнего отдела юры — 79—138 м.

Нижнемеловые отложения

Валанжинский ярус в Саратовском Заволжье установлен только в районе Новоузенска. Предполагалось, что севернее этого пункта он размыт. Присутствие валанжинских отложений на описываемой территории (в скв. 20 и 43) позволяет уточнить границу их распространения. Залегают они непосредственно на породах нижнего волжского яруса. В их основании располагается фосфоритовый горизонт (0,5 м), представленный зеленовато-серым кварцево-глауконитовым разномзернистым песком, уплотненным до рыхлого песчаника с рассеянными коричнево-серыми желваками фосфорита (до 2 см в диаметре) и мелкой угловатой галькой кремней, известняков и песчаников. Выше следует пачка (до 4 м) темно-серых кварцево-глауконитовых в различной степени глинистых, мелкозернистых тонкоплитчатых песчаников. Затем залегают темно-серые, с синеватым оттенком оскольчатые глины с линзами песчаных сидеритов и прослойками (до 5 см) буровато-коричневого битуминозного сланца.

В глинах обнаружен богатый разнообразный комплекс фораминифер: *Glomospirella* aff. *confusiformis* Rygina, *Haplophragmoides valanjinicus* Rygina, *Ammobaculites inkonstans* Bart. et Brand, *Tristix acutangulus* (Reuss), *Vaginulina discors* Koch, *Lenticulina crassisepta* Kazanzev и остракоды нижнемелового возраста: *Palaeocytheridea denticulata* (Scharapova), *Protocythere propria* (Scharapova). В целом весь комплекс позволяет уверенно говорить о валанжинском (возможно, только средневаланжинском) возрасте содержащих его пород. Сходный комплекс микрофауны описан П. Т. Рыгиной из валанжина Южной Эмбы, где последний представлен всеми тремя подъярусами.

Мощность 5—8 м.

Готеривский ярус вскрыт скважинами 17, 18, 19, 20, 40 и 43. При этом в районе скв. 20 и 43 он залегает на валанжинском, а в остальных—на различных горизонтах верхнего и нижнего волжского ярусов. Описываемые отложения обычно начинаются зеленовато-серыми кварцево-глауконитовыми песками или аналогичными по составу и окраске песчаниками, мощностью до 2 м. Выше следуют глины темно-серые неяснослоистые, в различной степени песчанистые, слюдистые.

В глинах, реже в песках, встречаются фораминиферы следующего состава: *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatluk, *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* Bert. et Brand., *Verneuilina neocomiensis* Mjatluk, *Trochammina gyroïdiniiformis* Mjatluk, *Spiroplectamina parvula* Kuznetsova, *Lenticulina novella* Vassilenko, *L. macrodiscica* Reuss, *Globulina praelacrima* Mjatluk; остракоды: *Palaeocytheridea observata* (Scharapova), *Protocythere propria* (Scharapova), Приведенный комплекс микрофауны свидетельствует о том, что в пределах описываемого района, как и на территории Саратовского Правобережья и Левобережья, развиты лишь верхнеготеривские отложения.

Готеривские отложения в пределах описываемой территории, за исключением района скв. 18, перекрываются непосредственно акчагылом. Не затронутая размывом мощность их колеблется от 5 до 18 м.

Барремский ярус, вероятно, вскрыт лишь скв. 18 на глубине 377—387 м, но, к сожалению, керн из этого интервала не был поднят. Судя по шламу, он, как и на смежных к северу (район с. Савельевки) и западу (с. Первомайск) территориях, выражен темно-серыми в различной степени песчанистыми глинами.

Аптский ярус установлен в скв. 18, на глубине 356—377 м, непосредственно под акчагыльскими отложениями. Он выражен глинами темно-серыми, песчанистыми сланцеватыми с прослойками (до 4 м) зеленовато-серых глинистых битуминозных сланцев. В глинах обнаружена характерная для данного яруса фауна: *Deshayesites deshayesi* Leym., *D. sp. indet.*, *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.), *A. sp. indet.*, *Taxoceratoides* cf. *royerianus* (Orb.), *Nucula oppeli* Traut., *Confusiscala dupini* Orb., *Laevidentalium* cf. *moreanum* (Orb.) и др.

Для спорово-пыльцевого комплекса типично наличие большого количества опор рода *Gleichenia*: *Gleichenia delicata* Bolkh., *G. stellata* Bolkh., *G. angulata* Naum., *G. umbonata* Bolkh., *G. echinata* Bolkh., *G. carinata* Bolkh. Отмечаются также представители спор подгруппы *Leiotriletes*, *Aneimia*, *Mohria*, *Lygodium* и др., встречена также и пыльца покрытосеменных.

Более высокие горизонты нижнего мела в пределах рассматриваемого района, вероятно, были нацело размывы в преакчагыльское время.

Е. Ф. АХЛЕСТИНА

ВУЛКАНИЧЕСКОЕ СТЕКЛО В АПШЕРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИКАСПИЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

При минералогических исследованиях апшеронских отложений, вскрытых одной из скважин, пробуренной СГПК в 1961 г. и расположенной в Прикаспийской низменности (примерно, на широте г. Камышина, в р-не ж.-д. ст. Палласовка), были обнаружены интересные формы вулканического стекла. Находки его в северных районах Прикаспия крайне редки и в литературе почти не отмечаются. Есть указания на присутствие вулканического стекла в третичных и четвертичных отложениях в бассейне р. Дона—Воронежская область [4, 6, 7], на территории Украинской ССР [5, 6, 8], Степного Крыма, Одесской области и на Кавказе [1, 3, 6], где оно является основным породообразующим минералом вулканогенных пеплов. Благодаря чрезвычайной редкости нахождения вулканического стекла в осадочных породах, обнаружение его вызывает всегда особенный интерес, как к минералу, синхронному вулканической деятельности.

Нами вулканическое стекло было найдено в тяжелой фракции, размерностью 0,25—0,01 мм, выделенной из серовато-зеленых глин в интервале 144—156 м упомянутой выше скважины. Это буровато-зеленые капле-, игло- и палочкообразные, редко округлые зерна (рис. 1), загрязненные пелитовыми и рудными частицами, с включениями пузырьков воздуха, газа. Под микроскопом они изотропны или очень слабо поляризуют; показатель преломления, определенный в иммерсии равен 1,66—1,68. Содержание вулканического стекла в тяжелой фракции не превышает 1%, в легкой отмечены единичные его зерна. Относительно высокий показатель преломления вулканического стекла и присутствие его в тяжелой фракции (уд. вес $\geq 2,9$) свидетельствует об основном характере стекла, типа базальтового [2, 9].

Подобный тип в осадочных породах встречается впервые, ибо во всех приведенных выше литературных источниках опи-

Содержание анализируемой фракции, 0,25-0,01 (z)	Выход легких минералов, %	Выход тяжелых терригенных минералов, %	Выход тяжелых аутигенных минералов, %	Содержание тяжелых терригенных											
				Ильменит + магнетит	Циркон	Турмалин	Рутил	Эпидот-цоизит	Гранаты	Роговая обманка	Квартц	Силлиманит	Ставролит	Пироксены	Биотит
1,30	98,46	1,2	0,34	23,9	7,2	2,5	2,9	38,9	5,7	12,6	0,9	0,2	0,4	0,4	0,2

связываются кислые разности с показателем преломления не более 1,60—1,62 и уд. весом < 2,9. Отличны и формы найденных зерен. Если в литературе описываются остроугольные с раковистым изломом зерна, то нами наблюдались обтекаемые каплеобразные и др. формы (рис. 1).

Анализируя далее общий минералогический состав глин с указанной глубины, следует отметить большое разнообразие минеральных видов (около 30 минералов). Наибольшее их число отмечено в тяжелой фракции (23 минерала), хотя последняя и составляет лишь 1,54% анализируемой песчано-

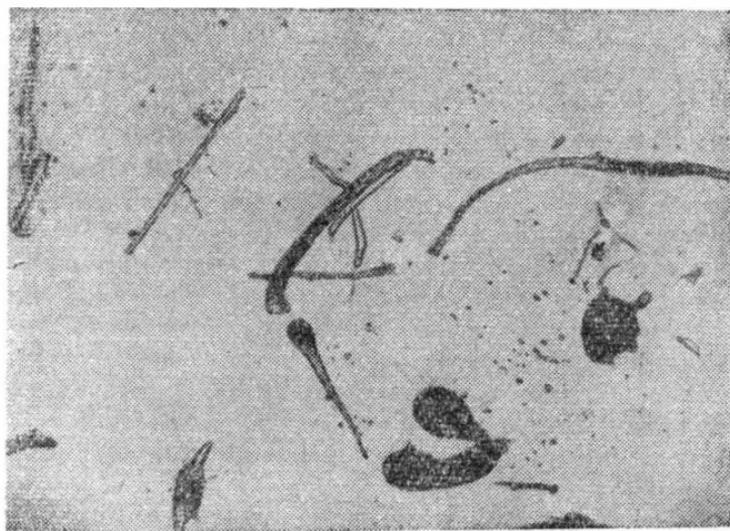


Рис. 1. Формы вулканического стекла в иммерсии.

Таблица 1

минералов, %								Тяжелые аутигенные минералы, %			Содержание легких минералов, %				
Мусковит	Хлорит	Сфен	Тремолит	Анагаз	Апатит	Актинолит	Вулканическое стекло	Барит	Лимонит + лейкоксен	Глаукоцит	Кварц	Полевые шпаты	Мусковит	Агрегаты	Вулканическое стекло
0,2	0,7	0,7	0,4	0,2	1,1	0,2	0,9	13,9	85,3	0,8	16,1	1,9	ед.	82,0	ед.

алевритистой части породы. Значительный процент здесь составляют (см. табл. 1) устойчивые минералы (циркон, турмалин, рутин, гранаты), а также черные рудные, эпидотцоизит, роговая обманка. Остальные обычно присутствуют в долях процента или фиксируются в единичных зернах. Все встречаемые минералы имеют различную сохранность. Наряду с окатанными и полуокатанными зернами наблюдаются угловатые и кристаллографические формы, редко корродированные (циркон, гранаты). Это свидетельствует о том, что накопление терригенно-минералогического комплекса описываемых пород происходило при участии продуктов разрушения как древних осадочных пород, так метаморфических и магматических, а также вулканических. К последним, кроме вулканического стекла, относятся, видимо, и пироксены, происхождение которых связывается с деятельностью эруптивных аппаратов [1, 2, 6]. В описываемых глинах пироксены присутствуют в виде свежих зеленых удлиненно-призматических угловатых зерен эгирина.

Наличие вулканогенных минералов в осадочных породах верхнего плиоцена описываемого района, значительно удаленного от центров вулканической деятельности [1, 3, 4, 6], свидетельствует о дальности переноса вулканических продуктов. Перенос вулканогенного материала производился воздушными течениями с последующим осаждением его на поверхности водного бассейна и накоплением на дне моря [1, 3, 6]. Эту точку зрения достаточно убедительно подтверждают формы найденных нами зерен вулканического стекла, хорошая сохранность тончайших стеклянных иголок, а также свежие зерна пироксенов, что возможно лишь при быстром захоронении их в отложениях, накапливающихся в относительно спокойных морских условиях.

Апшеронский возраст глин, включающих вулканогенные минералы, определен, во-первых, по местоположению между фаунистически охарактеризованными акчагыльскими отложениями и четвертичными суглинками; во-вторых, по сопоставлению этой части разреза с таковыми соседних площадей, содержащими микро- и макрофауну и имеющими аналогичную электрическую характеристику.

Литература

1. Али-Заде А. А. Акчагыл Туркменистана. Гостехгеоиздат, 1961.
 2. Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гильберт И. М. Петрография, Изд. иностр. лит. М., 1957.
 3. Гроссгейм В. А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Сев. Кавказа и Предкавказья. Тр. ВНИГРИ, вып. 180, 1961.
 4. Дубинский А. А., Лучицкий В. И. Вулканические пеплы генинской толщи. Тр. ВГУ, геол. отд. т. XI, вып. 5, 1939.
 5. Загорий П. К., Ткаченко Т. О. Новые данные о находке вулканического пепла в толще четвертичных отложений УССР. ДАН УРСР, № 1, 1953.
 6. Лебединский В. И., Ходюш Л. Я. Вулканический пепел в четвертичных отложениях г. Днепропетровска и равнинной части Украинской ССР. БМОИП, отд. геологии, том XXXIV (3), 1959.
 7. Лодочников В. Н. Полурыхлый пепловый туффит трахита из Дуванки (у г. Павловска). Тр. ЦНИГРИ, вып. 39, 1935.
 8. Луцкий П. И. О находках вулканического пепла в четвертичных отложениях северной окраины Донбасса. Зап. Харьк. с.-х. ин-та, т. V, 1946.
 9. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госиздат, 1958.
-

В. В. ЕРМАКОВА

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ЖИВЕТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ЖИГУЛЕВСКОГО ВАЛА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ САРАТОВСКОГО И КУЙБЫШЕВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Живетские отложения на юго-западном окончании Жигулевского вала и прилегающей территории Куйбышевского Поволжья залегают на породах кристаллического фундамента: в Саратовском Поволжье на большинстве изученных площадей описываемые отложения подстилаются породами бавлинской серии.

Живетские отложения представлены песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями известняков. В основании залегают базальные песчаники, преимущественно кварцевые, плохо отсортированные, обогащенные белым мучнистым каолиновым веществом.

Выше по разрезу следуют кварцевые песчаники и алевролиты обычно хорошо отсортированные с обильными включениями обуглившегося растительного детрита и глины углистые, нередко алевролитистые, слюдистые. В породах хорошо выражены слоистость и микрослоистость, обусловленные неравномерным распределением глинистого и углистого материала. Прослой известняка, четко прослеживающийся по простиранию, является хорошим маркирующим горизонтом и электрокаротажным репером. Для известняков характерно обогащение глинистым и углистым материалом, неравномерная перекристаллизация, включение обычно раздробленных раковинок пелеципод, брахиопод, колоний кораллов и др., а также в различной степени выраженная конгломератовидная текстура.

Из аутигенных минералов широким распространением пользуются пирит и сидерит. Содержание этих минералов до стигает 60—80—100% тяжелой фракции.

В прилегающих с юга районах Саратовского Поволжья,

(по данным Кондратьевой М. Г. 1953, 1958, 1960) в связи с большой страгиграфической полнотой и значительной мощностью живетских отложений их строение, естественно, несколько отличается от вышеописанного, присущего живетской толще юго-западного окончания Жигулевского вала. Однако литологический состав, петрографические особенности пород, основные черты строения живетской толщи этих районов близки между собой.

Живетские отложения прилегающей территории Куйбышевского Поволжья (Новожилова С. И. 1953, 1954—1958) также имеют много общих черт с отложениями, развитыми в вышеуказанных районах, хотя на некоторых частях территории прослеживается частичное изменение их литологического состава.

Для юго-западного окончания Жигулевского вала и прилегающей территории Саратовского и Куйбышевского Поволжья составлена литолого-палеогеографическая карта и карта мощностей живетских отложений (рис. 1). По изменению литологического состава на площади исследования выделено пять зон:

1) песчаниково-алевролитовая, самая обширная по площади, где живетские отложения характеризуются преобладанием песчаников и алевролитов с подчиненным количеством глин и известняков;

2) глинисто-карбонатная зона, характеризующаяся преобладанием в разрезе глин и известняков над песчаниками и алевролитами;

3) карбонатно-терригенная, где живетские образования представлены чередующимися между собой известняками, глинами, песчаниками и алевролитами, присутствующими примерно в равных соотношениях;

4) песчаниково-алевролитовая зона, в которой живетские отложения по своему литологическому составу довольно близки к отложениям, развитым в первой зоне;

5) в пределах этой зоны описываемые отложения отсутствуют.

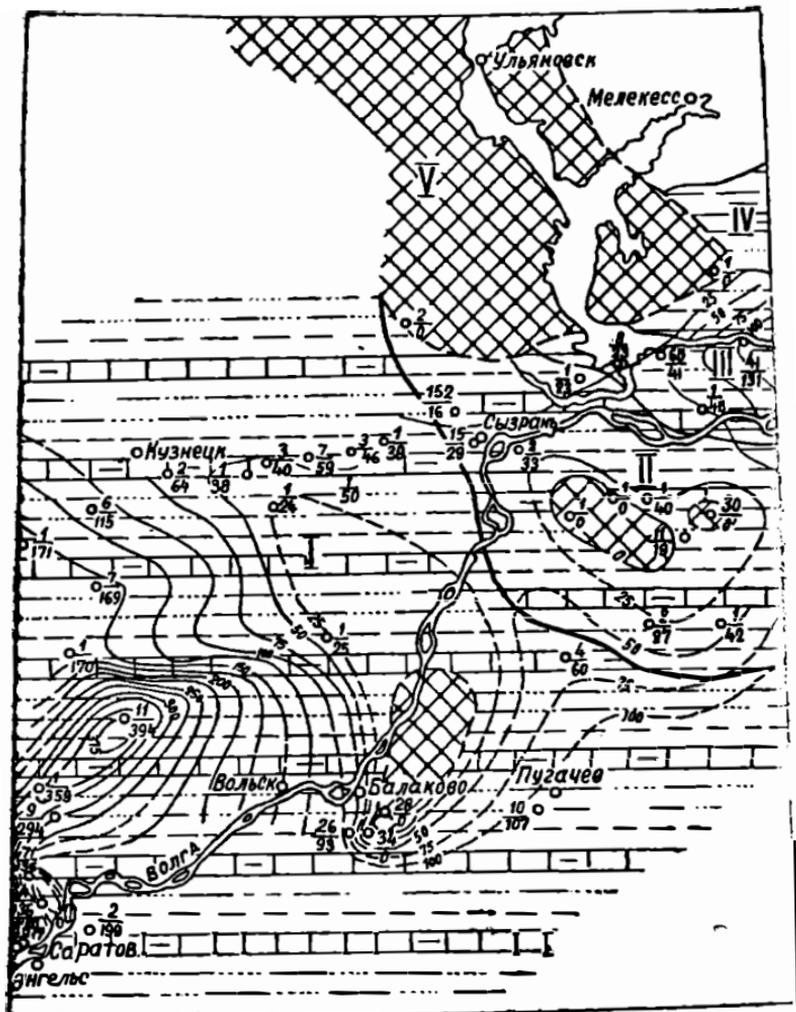
Анализ изменения литологического состава отложений живетского яруса на территории юго-западного окончания Жигулевского вала и прилегающих районов Саратовского и Куйбышевского Поволжья позволил отметить следующее.

Наиболее близкими между собой по литологическому составу являются разрезы живетских отложений юго-западного окончания Жигулевского вала и Саратовского Поволжья. Здесь широким развитием пользуются песчаники, чередующиеся с алевролитами и глинами.

К востоку от первой зоны, в районах второй (Сызранская, Карлово-Сытовская, Обшаровская пл.) имеет место изменение

литологического состава. Здесь в живетских отложениях возрастает роль карбонатных и глинистых пород.

Далее, к северо-востоку в пределах третьей зоны отмечено



1. Рис. 1. «Литолого-палеогеографическая карта и карта мощностей живетских отложений». Составила В. В. Ермакова.
 1 — линии равных мощностей. 2 — границы литологических зон. 3 — № скважины, мощность. 4 — пески, песчаники и алевролиты, 5 — глины. 6 — известняки. 7 — известняки глинистые и мергели. 8 — область отсутствия отложений.

постепенное уменьшение содержания в разрезе глин и возрастание песчаников; отложения, развитые в четвертой зоне, как было сказано выше, по своему литологическому составу близ-

ки к отложениям юго-западного окончания Жигулевского вала и Саратовского Поволжья.

Условия осадконакопления, имевшие место на описываемой территории в живетское время, можно представить в следующем виде. В доживетское время районы юго-западного окончания Жигулевского вала, а также прилегающая к ним территория Куйбышевского Поволжья представляли собой, по-видимому, сушу, на которой были обнажены породы кристаллического фундамента, подвергавшиеся разрушению; при благоприятных условиях формировалась кора выветривания. В районах Саратовского Поволжья в это время накапливались сероцветные и бавлинские отложения.

В начале живетского века началось общее региональное опускание Русской платформы, вызвавшее трансгрессию моря. Судя по нахождению нижнеживетских отложений в Саратовском Поволжье, можно считать, что трансгрессия моря распространялась с юго-востока, постепенно захватывая все новые и новые области к северу и северо-западу. К началу верхнеживетского времени море распространилось на районы юго-западного окончания Жигулевского вала и прилегающие к ним районы Куйбышевского Поволжья.

Осадконакопление происходило в условиях мелководного морского бассейна при неравномерном погружении отдельных участков морского дна. Наибольшее погружение испытали те районы, где зафиксирован наиболее полный разрез живетских отложений.

В начале верхнеживетского времени, ввиду относительной близости береговой линии и источников сноса, в морской бассейн поступал грубообломочный материал, слабо отсортированный, из которого образовались базальные песчаники. В дальнейшем в связи с расширением морской трансгрессии, а также с некоторым углублением водоема начали накапливаться осадки, из которых впоследствии сформировались терригенные породы, перекрывающие базальные песчаники. Обилие растительного детрита, сносимого совместно с терригенным материалом в морской бассейн, могло при определенных условиях подвергаться процессам битуминизации.

Комплекс аутигенных минералов, сопутствующих глинисто-алевролитово-песчаным отложениям, показывает, что в стадию трансгрессий моря и углубления морского бассейна физико-химическая обстановка придонного слоя водных масс имела восстановительный характер. Парагенезис аутигенных компонентов—сидерита, пирита и отчасти кальцита показывает, что осадконакопление происходило в прибрежной части мелководного опресненного морского бассейна.

Можно предположить, что в отдельные промежутки времени имело место углубление дна морского бассейна, возобновлялась связь с открытым морем, создавались условия, благо-

приятные для развития органической жизни и формирования известняков органогенного и пелитоморфного облика.

В последующие этапы верхнеживетского времени произошло изменение условий, что способствовало возобновлению образования в морском водоеме терригенных осадков, из которых впоследствии сформировалась верхняя терригенная часть живетской толщи.

Исследования показали, что роль биохимического фактора в диагенезисе осадков живетского яруса была весьма существенной. Восстановительная среда, а также присутствие массы растительных остатков создавали благоприятные условия для образования нефтяных битумов.

Нужно оговориться, что наряду с общими чертами осадконакопления отдельные районы описываемой территории характеризовались своими узкими специфическими особенностями образования осадков, что нашло свое отражение в литологическом составе живетской толщи того или иного участка описываемой территории.

Изучение литологического состава, коллекторских свойств, показавших высокие физические параметры, а также условия осадконакопления живетских отложений, вскрытых на юго-западном окончании Жигулевского вала, позволяют предполагать о перспективности этих районов в нефтеносном отношении.

Литература

1. Кондратьева М. Г., Федорова Т. И. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских отложений Саратовской области. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1959.
2. Новожилова С. И. Девонские отложения Куйбышевской области. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1959.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинали. 1, лист 18, Госгеолтехиздат, 1961.

В. В. ЕРМАКОВА

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФРАНСКОГО ВЕКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ЖИГУЛЕВСКОГО ВАЛА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ САРАТОВСКОГО И КУЙБЫШЕВСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Отложения франского яруса на территории юго-западного окончания Жигулевского вала, Саратовского и отчасти Куйбышевского Поволжья представлены по преимуществу карбонатными породами.

Верхнешигровские слои юго-западного окончания Жигулевского вала сложены известняками с единичными тонкими прослоями известковистых глин. Для них характерно неравномерное обогащение глинистым и углистым материалом, слабая пиритизация, в различной степени выраженная конгломератовидная текстура.

Среди известняков выделены пелитоморфные, органогеннообломочные и доломитизированные разновидности; содержание доломита в последних колеблется в значительных пределах — от 10 до 40%. В нижних частях разрезов породы неравномерно обогащены терригенным материалом; в отдельных прослоях в них настолько велико содержание алевритового или глинистого материала, что они переходят в известковистый алевролит или известковистую глину.

Верхнешигровские глины обычно известковистые, с линзами чистого пелитоморфного известняка, слабо алевритистые, с включением пирита и углистого вещества. Содержание терригенного и глинистого материала в известняках сокращается снизу вверх по разрезу и в направлении с запада на восток. Наиболее обогащены терригенным материалом известняки Лопатинской, Верховозимской и Комаровской площадей; далее к востоку, вдоль оси Жигулевского вала, в породах отмечено уменьшение содержания глинистой и терригенной примеси.

В Саратовском Поволжье верхнещигровские отложения, по данным Кондратьевой М. Г. (1953, 1958, 1960), сложены также карбонатными породами. По изменению количественных соотношений известковистого и глинистого материала верхнещигровская толща подразделена на три части.

В прилегающих районах Куйбышевского Поволжья (Ножилова С. И., 1953, 1954—1958) в строении верхнещигровских слоев наряду с карбонатными породами принимают участие и терригенные.

В пределах всей изученной территории по изменению литологического состава и мощности описываемых слоев выделено четыре зоны (см. рис. 1).

Первая зона наибольшая по площади, охватывает районы юго-западного окончания Жигулевского вала и Саратовского Поволжья. Она сложена карбонатными породами — известняками. В районах Генеральской (скв. 2), Советской (скв. 21), Степновской (скв. 33), Балаковской (скв. 26, 28, 34), Грачевской (скв. 24) и Пугачевской (скв. 10) площадей верхнещигровские слои отсутствуют.

Вторая зона значительно меньшая по площади по сравнению с первой; охватывает районы Обшаровской, Березовской, Натальинской и Безенчукской площадей. Для разрезов этой зоны характерно преобладание терригенных пород над карбонатными. В районах Заборовской (скв. 15), Сызранской (скв. 49), Губинской (скв. 5), Звенигородской (скв. 1), Томыловской (скв. 30), Покровской (скв. 17), Красавской (скв. 2) площадей верхнещигровские слои отсутствуют.

Третья зона расположена восточнее второй, включает в себя районы Узюковской и Аскульской площадей, а также площади, расположенные в восточной части Самарской Луки. Здесь описываемые отложения представлены, в основном, глинами с прослоями песчаников и иногда известняков.

Четвертая зона расположена к северу от третьей; она охватывает районы г. Мелекесса и Новиковской площади. Здесь для верхнещигровских отложений характерно преобладание известняков над глинами.

Средне- и верхнефранские отложения юго-западного окончания Жигулевского вала представлены известняками, реже доломитами, среди которых встречены единичные тонкие прослои известковистых глин. Для известняков также характерно неравномерное обогащение глинистым материалом, иногда до перехода в сильно глинистый известняк или даже известковистую глину, присутствие органогенно-обломочного материала.

В воронежских известняках отмечены единичные включения гипса, ангидрита и слабая доломитизация, а в евлановских и ливенских, кроме того, частичное окремнение органогенно-обломочного материала.

Содержание глинистого материала в карбонатных породах уменьшается снизу вверх по разрезу; если семилуцкие известняки сильно обогащены глинистым материалом, то залегающие выше по разрезу евлановские и ливенские породы относительно чистые или слабо глинистые.

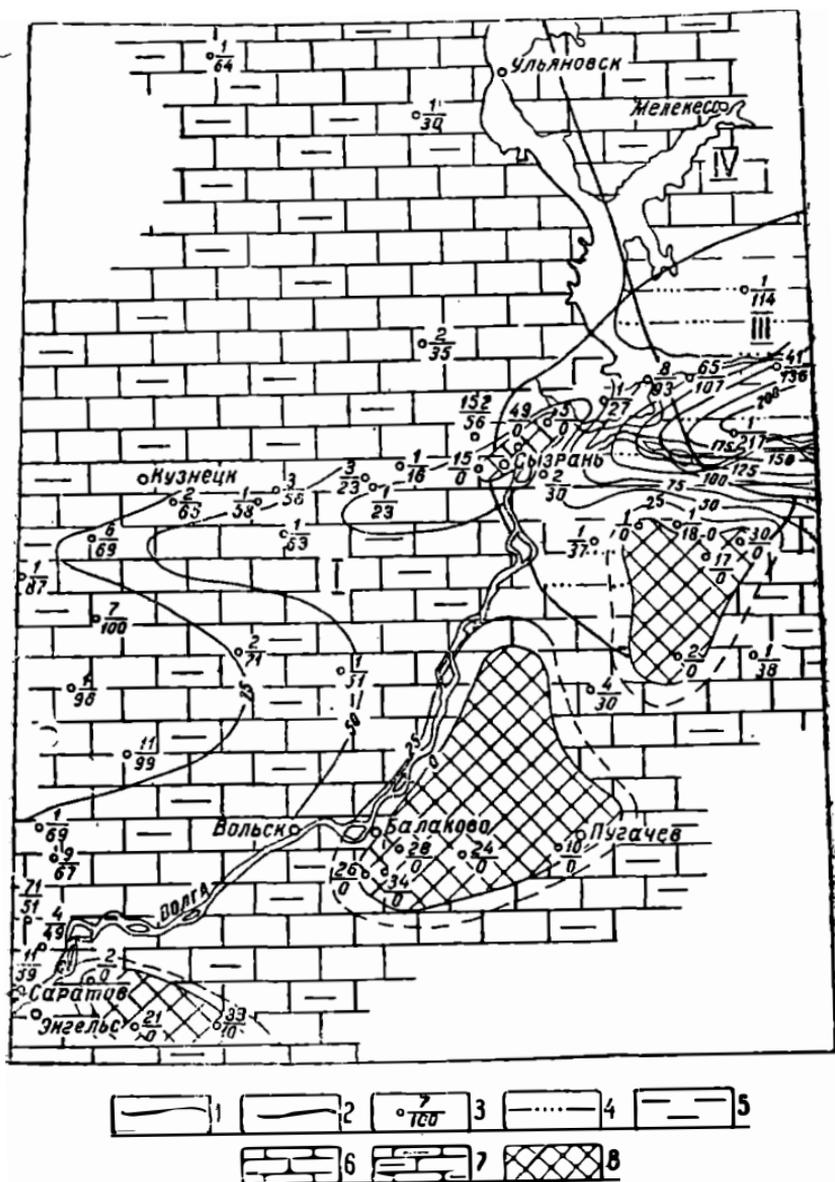


Рис. 1 «Литолого-палеогеографическая карта и карта мощностей верхнецигровских отложений». Составила В. В. Ермакова.

Условные обозначения к рис. 1

1. Линии равных мощностей.
2. Границы литологических зон.
3. № скважины, мощность.
4. Пески, песчаники, алевролиты.
5. Глины.
6. Известняки.
7. Известняки глинистые и мергели.
8. Область отсутствия отложений.

изменению литологического состава семилукских слоев выделено три зоны.

Первая зона—самая обширная по площади, охватывает районы западных площадей юго-западного окончания Жигулевского вала, Саратовского Поволжья, а также Сызранской (скв. 152), Борлинской (скв.2), Ульяновской (скв. 1), Стрелецкой и Новиковской площадей. Здесь семилукские слои представлены преимущественно известняками с единичными прослоями известковистых глин.

Вторая зона—расположена восточнее первой; она охватывает значительную территорию, ограниченную с запада Варваровской площадью, включая площади, расположенные к востоку вдоль оси Жигулевского вала; распространенная далее на юго-запад вплоть до Балаковской и Пугачевской площадей. В пределах этой зоны семилукские отложения отсутствуют.

Третья зона примыкает ко второй с севера и юга. Она включает в себя районы Узюковской (скв. 1) и Краснополянской (скв. 1) площадей. Здесь описываемые слои сложены известняками с подчиненными прослоями известковистых глин.

Для верхнефранских отложений районов юго-западного окончания Жигулевского вала и прилегающей территории Саратовского и Куйбышевского Поволжья также составлены карты мощностей и литолого-палеогеографические карты (см. рис. 3, 4,), но ввиду близости литологического состава выделить отдельные зоны не представилось возможным.

На основании петрографического изучения пород, сопоставления разрезов и привлечения других геологических материалов условия осадконакопления во франское время представляются в следующем виде.

В верхнецигровское время в районах юго-западного окончания Жигулевского вала и на прилегающей с юга территории Саратовского Поволжья установился эпиконтинентальный морской бассейн, в котором отлагался преимущественно карбонат кальция. В начальные моменты описываемого времени в морской бассейн продолжали еще поступать порции глинистого и алевроитового материала, затем постепенно привнос терригенного материала значительно сократился, и лишь периодически еще приносились тонкоотмученные частицы, давшие начало образованию глинистых прослоев.

Органогенно-обломочные разности известняков свидетельствуют о том, что существовали условия, благоприятные для развития многочисленной фауны. Остатки водорослей, брахиоподы, а также присутствие прикрепленных форм животных свидетельствуют о мелководности морского бассейна. Карбонатные раковинки животных, присутствие кораллов

указывают на то, что море было тепловодным, с нормальной соленостью.

Доломитизированные разности известняков, а также пиритизация отложений позволяют предположить, что гидрохимический режим не оставался постоянным, создавались условия, благоприятные для выпадения карбоната кальция.

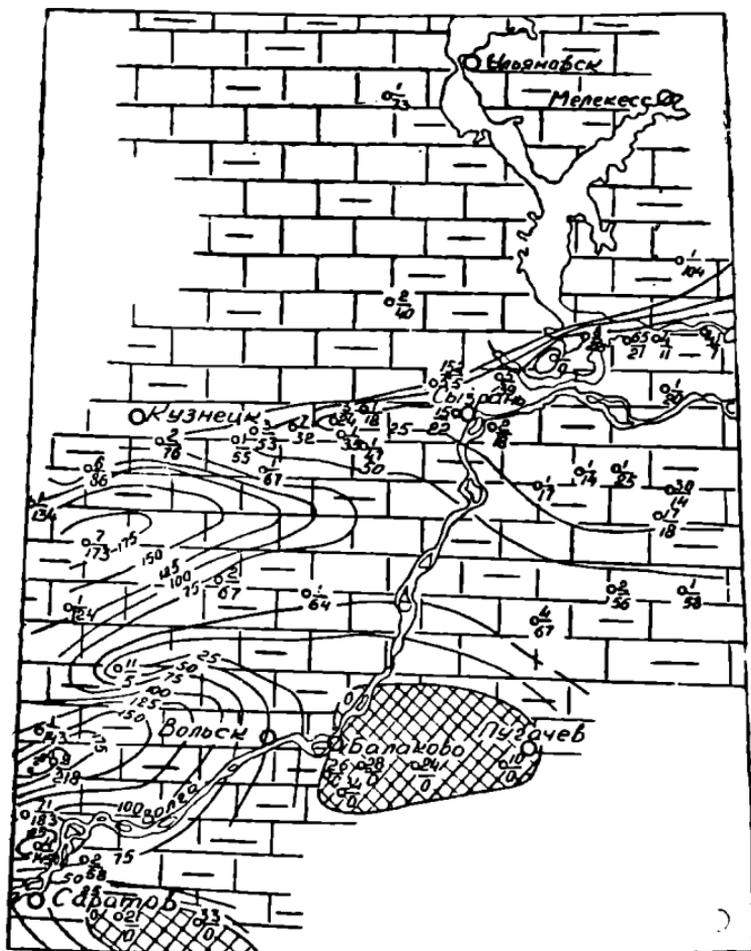


Рис. 3 «Литолого-палеогеографическая карта и карта мощностей воронежских отложений». Составила В. В. Ермакова.

В среднефранское время условия осадконакопления оставались близкими к нижнефранским. Находки фауны позволяют отметить, что видовой состав фауны на протяжении семилукского времени не оставался постоянным. Если в ранние периоды времени в морском бассейне существовала однородная фауна бедного видового состава с планктонными и псевдопланктонными формами, то в дальнейшем фауна становится более разнообразной, характеризующейся большим числом родов и видов.

Изменение видового состава фауны, битуминозных прослоев, а также включений пирита позволяет предположить, что временами в бассейне имела место восстановительная среда, носившая иногда даже застойный характер, при которой могли существовать лишь определенные виды фауны. В более поздние периоды времени произошло, по-видимому, изме-

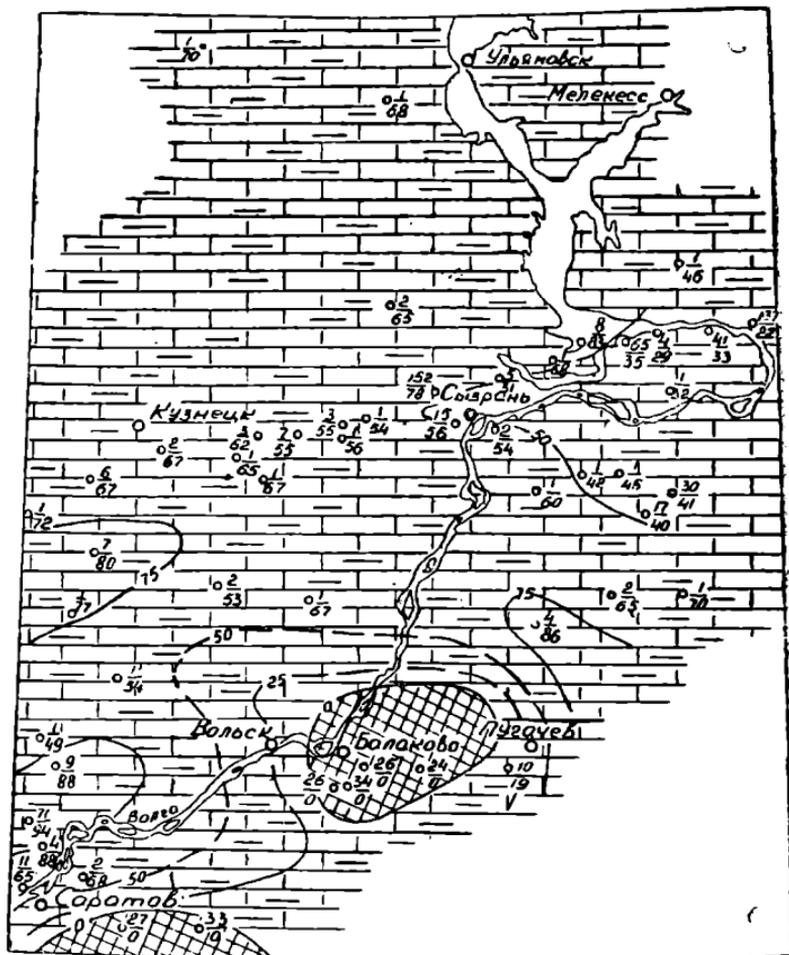


Рис. 4 «Литолого-палеогеографическая карта и карта мощностей евлаиовских и ливенских отложений». Составила В. В. Ермакова.

нение гидрохимического режима, что привело к пышному развитию фауны.

Изменение гидрохимической обстановки на протяжении семилукского времени, можно предположить, вызвано тем, что в ранние периоды этого времени произошло некоторое обособление морского бассейна, обусловившее затрудненный газообмен, возникновение застойных участков во впадинах и т. д. В дальнейшем, в связи с начавшимся погружением и

расширением морской трансгрессии, возобновилась связь с открытым морем, и на территории исследования вновь установился мелководный эпиконтинентальный морской бассейн.

В воронежское время на фоне общего погружения территории имели место поднятия различной интенсивности, приведшие к размыву ранее образовавшихся отложений. Этим можно объяснить отсутствие семилукских отложений и нижней части воронежских в районах Варваровской, Александровской и Ново-Томышовской площадей. Можно предположить, что размыв отложений был подводным без вывода этих участков из-под уровня моря, так как в разрезе отсутствуют признаки закарстованности или поверхностного выветривания.

В более поздние периоды воронежского времени районы юго-западного окончания Жигулевского вала после кратковременного подъема отдельных участков вновь испытали общее погружение. Накопление осадков происходило в эпиконтинентальном мелководном морском бассейне, в общих чертах схожем с семилукским.

В евлановско-ливенское время произошло дальнейшее погружение территории, вызвавшее расширение морской трансгрессии. Образование осадков происходило в условиях мелководного теплого морского бассейна, благоприятного для развития кораллов и строматопор. Привнос глинистого материала в морской бассейн почти прекратился, лишь периодически поступали незначительные порции глинистого и углестого материала, выпадавшего совместно с карбонатом кальция. В евлановско-ливенское время имело место выпадение доломита.

Литература

1. Кондратьева М. Г., Федорова Т. И. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских отложений Саратовской области. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1953.
 2. Новожилова С. И. Девонские отложения Куйбышевской области. Сб. «Девон Русской платформы», Гостоптехиздат, 1953.
 3. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. 1, листы 19—22, Госгеолтехиздат, 1961
-

А. И. КУКУЕВ

ИЗВЕСТКОВЫЕ ТУФЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ САРАТОВСКОГО ПРАВОБЕРЕЖЬЯ

Сведений о присутствии известковых туфов среди четвертичных отложений Саратовского Поволжья до сего времени в литературе не было. Наличие туфа впервые было установлено нами севернее г. Хвалынска в районе с. Черный Затон.

Туфы залегают здесь на размывтой поверхности темно-серых глин апта и перекрываются делювиальными суглинками небольшой мощности. Туф, выполняя дно балки, прослеживается на расстоянии около 50 м от ее вершины. Мощность его на этом участке колеблется от 1 до 3 м.

В свежем изломе туф имеет оветло-серую окраску. Наряду с легким сильно пористым губковидным туфом встречаются очень плотные, в изломе сахаровидные разности, образующие тонкие прослои. В более пористом туфе в изломе наблюдаются отпечатки стеблей и листьев растений, углистые частицы и остатки раковин *Planorbis* sp. indet*. Стенки пустот густо окрашены гидроокислами железа. В шлифе удается видеть, что туф состоит из мелкокристаллического кальцита с рассеянными в нем мелкими кристаллами пирита.

Химический состав туфа, по данным геохимической лаборатории Научно-исследовательского института геологии при СГУ, следующий: SiO_2 —18,78%, Fe_2O_3 —3,98%, Al_2O_3 —1,68%, CaO —43,84%, MgO —3,20%, потери при прокаливании 28,98%

Известковые туфы были также встречены В. И. Курлаевым в 1953 г. на правом берегу р. Волги южнее г. Саратова у д. Сосновки. Выходы туфов приурочены к левому склону долины р. Сосновки и встречаются здесь в виде отдельных глыб среди четвертичных отложений. Образцы этих туфов

* Определение В. П. Николаевой

гождественны туфам, обнаруженным нами в районе с. Черный Затон.

Образование туфов, как нам кажется, связано с существованием здесь прежде источника с повышенным содержанием в воде $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Остатки растений, в изобилии встречающиеся в породе, по-видимому, в процессе фотосинтеза, как указывает Л. В. Пустовалов*, извлекали из этого раствора один ион углекислоты, вследствие чего бикарбонат кальция переходил в трудно растворимый монокарбонат кальция, который тут же выпал вокруг растений на дне водоема.

Источники с повышенным содержанием в воде $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ могли быть связаны с верхнемеловыми породами или глубинными водами, заключенными в карбонатных породах палеозоя.

Образование туфа, судя по стратиграфическому положению его и встреченным в нем остаткам пресноводных раковин, относится к четвертичному периоду.

* Л. В. Пустовалов. Петрография осадочных пород, т. II, 1940.

А. А. РОМАНОВ, К. Н. РАЗУМОВА

СТРАТИГРАФО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Волгоградское Поволжье по особенностям четвертичного покрова подразделяется на две области: Заволжье (Прикаспийская низменность и южная часть Сыртовой равнины) и Правобережье (Приволжская возвышенность). Многолетние исследования в Заволжье позволили разработать в известной мере обоснованные схемы стратиграфии четвертичных отложений этой территории (П. А. Православлев, 1918, 1926, 1932, М. М. Жуков, 1945, П. В. Федоров, 1957 и др.); аналогичные образования на Приволжской возвышенности изучены значительно слабее. Недостаточно решенным является также вопрос о сопоставлении отдельных комплексов четвертичных отложений этих двух регионов.

В 1960—62 гг., в связи с участием в разработке стратиграфогенетической схемы четвертичных отложений бассейнов Дона и Нижней Волги, мы смогли собрать и изучить значительный материал по четвертичным отложениям Волгоградского Поволжья, в том числе некоторые новые данные, которыми не располагали авторы ранее составленных стратиграфических схем. Кроме того, были проведены полевые контрольные маршруты на части этой территории, дополнившие материалы предыдущих исследователей.

Все вместе взятое позволило нам внести некоторые уточнения в стратиграфию четвертичных отложений Волгоградского Заволжья и Правобережья и предложить схемы их расчленения и корреляции, как мы полагаем, в основном соответствующие современному состоянию изученности четвертичного покрова указанной территории, которое в целом пока еще нельзя признать достаточно удовлетворительным.

При выработке этих схем нами учтены общие принципы расчленения четвертичной системы, сформулированные в по-

становлении Межведомственного стратиграфического комитета от 12 апреля 1963 г. и рекомендации Ленинградского Совещания (апрель 1963 г.) по разработке корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР.

В соответствии с ними и исходя из имеющегося в нашем распоряжении фактического материала, в составе четвертичной системы Волгоградского Поволжья (и на Правобережье и в Заволжье) могут быть выделены нижнеплейстоценовые, среднеплейстоценовые, верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения, которые в указанных двух регионах, наряду с общими, имеют и существенно различные черты строения.

Волгоградское правобережье

Нижний плейстоцен (Q)₁. Сюда относятся аллювий древних погребенных долин и нижний горизонт покровных суглинков водоразделов Приволжской возвышенности.

Аллювиальные отложения, выполняющие древние понижения, возможно речные и балочные долины бассейна пра-Дона, представлены песками и супесями с прослоями глин, местами с ископаемой почвой в основании. Мощность 10—12 м.

Красновато-бурые покровные суглинки развиты в южной части Волго-Донского междуречья. Иногда в основании их наблюдается ископаемая почва. О генезисе этих суглинков до сих пор нет единого мнения. Чаще всего они рассматриваются как эоловые и дельювиальные образования. Мощность 8—15 м.

Средний плейстоцен Q_{II}. В его составе выделяются отложения в основании надпойменных террас правого склона долины Волги и средний горизонт покровных суглинков водоразделов Приволжской возвышенности.

Среднеплейстоценовые отложения правобережья Волги представлены песками с прослоями и линзами суглинков, супесей и глин; в основании—гравий и галька. К этим пескам приурочены находки костей млекопитающих, относящихся, по определению В. И. Громова, к хазарскому фаунистическому комплексу, а также раковины пресноводных моллюсков, что позволяет рассматривать данные пески как аллювиальные, возможно, дельтовые отложения хазарского возраста.

Средний горизонт покровных образований водоразделов Приволжской возвышенности составляют желто-бурые лессовидные суглинки. Местами в них наблюдаются мерзлотные деформации, а в основании—погребенная почва. В северной части территории в основании этих суглинков отмечается значительное скопление гальки и обломков дочетвертичных пород. Ископаемые почвы иногда наблюдаются и в самой толще суглинков. С одним из таких горизонтов почвы в балке Сухая Мечётка связана мустьерская стоянка, впервые обна-

руженная в 1951 г. М. Н. Грищенко. Это служит дополнительным подтверждением среднеплейстоценового возраста данного горизонта покровных суглинков. Мощность его 10—25 м.

Верхний плейстоцен Q_{III}. Он включает ательские, нижнехвалынские, верхнехвалынские слои и верхний горизонт покровных суглинков.

Ательские слои не имеют повсеместного распространения. Они залегают в виде линз на хазарских отложениях и включают породы различного генезиса, среди которых преобладающим развитием пользуются элювиальные и делювиальные желто-бурые суглинки и супеси с тонкими прослойками глин и песков. В кровле и подошве толщи местами наблюдается горизонт погребенной почвы. Мощность 10—12 м.

Нижнехвалынские слои слагают II надпойменную террасу правого склона долины Волги и представлены морскими отложениями—шоколадными и зеленовато-серыми глинами с подчиненными прослоями суглинков и песков. В породах встречена фауна, в том числе типично нижнехвалынские формы: *Didacna protracta* Eichw., *D. ebersini* Fed. и др. Мощность 15—20 м.

К верхнехвалынским слоям относится аллювий I надпойменной (сарпинской) террасы Волги. Он выражен песками с прослоями глин. В верхней части разреза пески часто сменяются супесями и суглинками. Мощность 15—16 м.

Верхнеплейстоценовые покровные желто-бурые суглинки, в отличие от более древних их горизонтов, плащеобразно перекрывают все породы, слагающие водораздельные пространства Приволжской возвышенности и от среднего горизонта суглинков (там, где они присутствуют) отделяются ископаемой почвой. Однако, почвенный горизонт не всегда хорошо выражен, а местами вместо него на границе этих двух горизонтов покровных суглинков наблюдаются скопления порошкообразной извести и известковых конкреций. Мощность 16—20 м.

Покровные суглинки водоразделов представляют собой довольно однородную породу, в большинстве случаев почти лишенную палеонтологических остатков, по крайней мере таких, которые могли бы иметь стратиграфическое значение. Основным критерием их расчленения на отдельные горизонты в пределах рассматриваемой территории являются ископаемые почвы. Из них две имеют региональное распространение. Первый почвенный горизонт отделяет красновато-бурые суглинки от желто-бурых и многими исследователями сопоставляется с лихвинской ископаемой почвой более северных районов Русской платформы. Второй почвенный горизонт разделяет толщу желто-бурых суглинков на два горизонта и рассматривается как аналог микулинской погребенной почвы. Такой возраст этих двух почвенных горизонтов был принят

и на Ленинградском совещании в апреле 1963 г. Вполне понятно, что это определение еще нуждается в серьезном уточнении и обосновании, и нами оно принято как одно из наиболее вероятных. В таком случае вся толща покровных суглинков достаточно четко расчленяется на три горизонта, имеющих то стратиграфическое положение, о котором говорилось

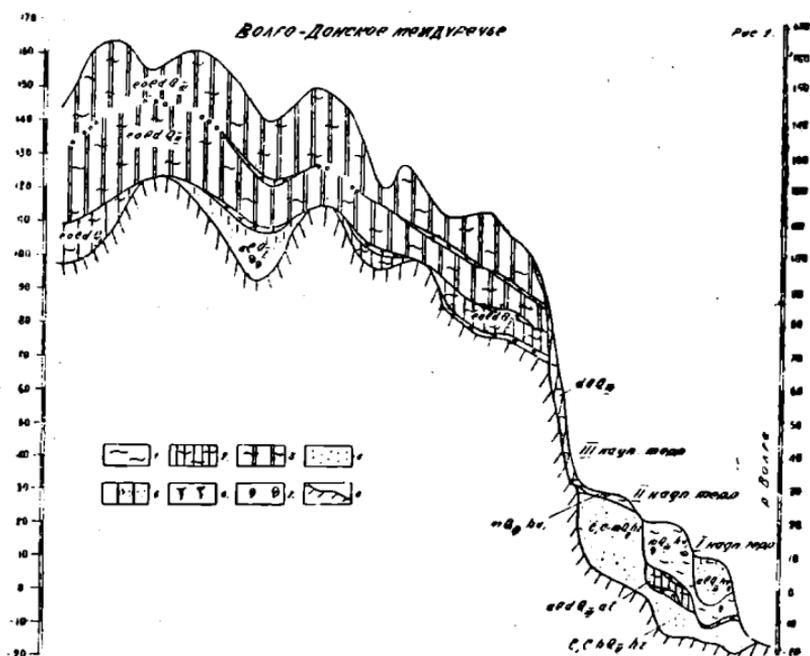


Рис. 1. Соотношение четвертичных отложений Волгоградского Правобережья. 1 — глина; 2 — суглинок; 3 — суглинок лессовидный; 4 — песок; 5 — супесь; 6 — почвенный горизонт; 7 — фауна моллюсков; 8 — дочетвертичные отложения.

а) Голоцен $dI Q_1$ — Делювий склонов.

б) Верхний плейстоцен. Верхнехвалынские слои. $al Q_{111} hv_2$ — Аллювий I надпойменной террасы. Нижнехвалынские слои $pl Q_{111} hv_1$ — Морские отложения (II надпойменная терраса) Ательские слои $ald Q_{111} at$ Аллювиальные, делювиальные и др. отложения. Верхний горизонт покровных суглинков $eold Q_{111}$ — Эолово-делювиальные отложения.

в) Средний плейстоцен. Хазарский горизонт $s-sm Q_{111} hz$ — Континентальные и континентально-морские отложения. Средний горизонт покровных суглинков $eold Q_{11}$ — Эолово-делювиальные отложения.

г) Нижний плейстоцен. $al Q_1$ — Аллювий древних погребенных долин. Нижний горизонт покровных суглинков $eold Q_1$ — Эолово-делювиальные отложения.

выше. Дальнейшее изучение ископаемых почв и самих суглинков несомненно даст дополнительные материалы для более обоснованного определения возраста тех и других.

Голоцен Q_{IV} . К нему относится аллювий пойменных

террас речных и крупных балочных долин — пески, супеси, суглинки с гравием и галькой; озерно-аллювиальные отложения лиманов, стариц и озер — темные илистые глины и суглинки; делювиальные суглинки на склонах балок и оврагов; эоловые пески на участках развития ергенинских отложений; элювий на водоразделах, состав его зависит от состава подстилающих пород. Мощность голоценовых отложений обычно не превышает 2—5 м и лишь пойменного аллювия иногда достигает 10 м и более (рис. 1).

ВОЛГОГРАДСКОЕ ЗАВОЛЖЬЕ

Нижний плейстоцен. (Q_1). Сюда относятся отложения бакинского возраста, выраженные в морской и континентальной фациях и представленные в основном темно-серыми и зеленовато-серыми глинами и песками. Они залегают на апшеронских и более древних породах, причем граница между апшеронскими и бакинскими отложениями не всегда отчетлива, вследствие их литологического сходства. Морские отложения пользуются распространением южнее линии Быково-Джаныбек, а севернее они замещаются дельтовыми, озерными и аллювиальными образованиями того же возраста. Все эти континентальные, а частично, и морские отложения перерываются элювиально-делювиальными красновато-коричневато-бурыми глинами и суглинками с известковистой галькой и погребенной почвой в кровле. Они известны в литературе под названием астраханских слоев. Эти слои не имеют повсеместного распространения и залегают, по-видимому, линзообразно, составляя в пределах Волгоградского Заволжья самую верхнюю часть бакинского горизонта. Общая их мощность до 40—45 м.

Средний плейстоцен. (Q_{II}) — хазарские отложения. Они представлены также морскими и континентальными образованиями — песками с прослоями супесей, суглинков и глин, линзами гравия и гальки, наиболее четко выраженными в основании толщи. Морские хазарские отложения занимают центральную часть Волгоградского Заволжья. В северном направлении они замещаются аллювиальными и аллювиально-озерными, а на юге — прибрежно-морскими и дельтовыми образованиями того же возраста.

В морских отложениях встречена характерная для хазарских слоев фауна: *Didacna paleotrigonoides* Fed., *Ovatocrassa* Prav. и др. Мощность 20—50 м.

На участках развития солянокупольных структур она сокращается в отдельных случаях до полного выклинивания горизонта, в среднем не превышает 5—15 м, а отложения представлены более грубыми песками с большим количеством гравия и гальки; в основании иногда встречаются обломки раковин юрского, каменноугольного и девонского возрастов.

Довольно характерным отличительным признаком является цвет хазарских пород. В их окраске преобладают серые и зеленовато-серые тона, тогда как более молодые отложения имеют обычно желто-бурую и коричнево-бурую окраску. Это различие следует учитывать при установлении верхней границы хазарского горизонта, т. к. стратиграфически она не всегда четко выражена. Контакт с породами бакинского возраста более отчетлив и определяется по резкой смене хазарских песков бакинскими глинами.

Верхний плейстоцен. (Q_{III}). К нему относятся ательские, нижнехвалынские и верхнехвалынские слои.

Наиболее типичными породами *ательских* слоев являются лессовидные желто-бурые супеси и суглинки, линзообразно залегающие на хазарских песках. В генетическом отношении эти слои не являются однородными. В их составе имеются, очевидно, элювиальные, делювиальные, аллювиальные, может быть, озерные и лиманные образования. В целом они могут рассматриваться как континентальные субаквальные и субэральные отложения времени континентального перерыва между эпохами развития двух крупных трансгрессий: хазарской и нижнехвалынской. Мощность 0—10 м.

Нижнехвалынские слои в пределах Волгоградского Заволжья пользуются наиболее широким развитием. Они слагают поверхность Прикаспийской низменности и по долинам Волги и ее притоков распространяются в пределы Сыртового Заволжья. Среди них преобладают морские образования, а континентальные имеют более ограниченное распространение.

В составе нижнехвалынских слоев могут быть выделены: отложения времени максимальной нижнехвалынской трансгрессии—фаза +45+50 м и прислоненные к ним шоколадные глины и другие породы времени второй трансгрессии нижнехвалынского Каспия — фаза +20 +25 м.

Морские отложения фазы +45 +50 м слагают значительную часть Прикаспийской низменности и III надпойменную террасу Волги. В их составе преобладают желто-бурые и буровато-коричневые суглинки и глины. Мощность от 3—5 до 20—30 м. Наибольшие мощности фиксируются в центральной и западной части Прикаспийской низменности. Они заметно уменьшаются в восточном и южном направлении.

В Приволжской части Прикаспийской низменности морские отложения фациально замещаются дельтовыми образованиями того же возраста, представленными песками с прослоями и линзами супесей, суглинков и глин, гравием и галькой. Мощность 15—25 м. Дельтовые отложения слагают также основание III надпойменной террасы Волги. Вверх по ее долине, а также в долинах рек Сыртового Заволжья морские и дельтовые отложения сменяются аллювиальными образованиями — в долине Волги преимущественно песками, а в реч-

ных долинах Сыртового Заволжья — супесями и суглинками, мощность 5—15 м.

Среди отложений фазы +20 +25 м главную роль играют так называемые «шоколадные» глины, которые иногда подстилаются синевато-серыми глинами, а на более высоких отметках замещаются желто-бурыми суглинками и супесями. Шоколадные глины и их аналоги слагают основную часть разреза II надпойменной террасы Волги и ее притоков. Мощность 12—15 м. В основании разреза этой террасы иногда прослеживаются пески с линзами и прослойками суглинков и глин, гравием и галькой в подошве слоя. Мощность 0—5 м. В нижнехвалынских отложениях встречена многочисленная фауна, в том числе такие характерные для них формы, как: *Didasna protracta* Eichw., *D. protracta* var. *truncata* Andr. и др.

Верхнехвалынские слои слагают I надпойменную (сарпинскую) террасу долин Волги и ее притоков и представлены в крупных речных долинах аллювиальными песками с тонкими прослоями глин и суглинков, а в более мелких долинах — суглинками иногда с мощным почвенным горизонтом в кровле. Мощность 3—15 м.

Верхнехвалынские отложения прислоняются к нижнехвалынским и вместе с ними подстилаются породами хазарского возраста, отделяясь от последних заметно выраженной поверхностью размыва.

Голоцен (Q_{IV}). В его составе выделяются: аллювий пойменных террас речных и крупных балочных долин — пески, супеси, суглинки с линзами и прослоями гравия и гальки; озерно-аллювиальные отложения лиманов и озер на поверхности Прикаспийской низменности — темные иловатые глины и суглинки; эоловые образования (пески) в пределах развигия песчаных отложений хвалынского возраста; элювиальные и делювиальные отложения на поверхности Прикаспийской низменности и на склонах речных долин, балок и оврагов — желто-бурые суглинки и супеси. Мощность голоценовых отложений обычно небольшая и не превышает 3—5 м, лишь мощность пойменного аллювия местами достигает 40—50 м.

Нерасчлененные плейстоценовые отложения (Q_{I-III}).

Водораздельные пространства Сыртовой равнины сложены суглинками и глинами сыртовой толщи, относительно строения, генезиса и возраста которой высказано много различных точек зрения. Не ставя своей целью рассмотрение этого весьма сложного вопроса, являющегося предметом специального исследования, укажем только, что в настоящее время эта толща чаще всего относится к апшеронскому ярусу и по литологическим особенностям подразделяется на три основных горизонта (снизу вверх): подсыртовые пески; красно-ваго-бурые и коричневато-бурые суглинки и глины; желто-

бурые пылеватые суглинки. Ю. М. Васильев (1959, 1960) один из первых обратил внимание на наличие в сыртовых отложениях нескольких ископаемых почв, имеющих региональное значение, и по этому признаку разделил пачку суглинков и глин на пять горизонтов, сопоставив их с бакинскими, хазарскими и хвалынскими отложениями Сев. Прикаспия. Таким образом, всю сыртовую толщу, за исключением подсыртовых песков, он включил в четвертичную систему. Однако, приведенные автором в пользу этого данные не являются бесспорными, и вопросы стратиграфии сыртовых отложений Поволжья продолжают оставаться дискуссионными. Для исследователей, занимающихся геологическим изучением территории Волгоградского Заволжья, решение этого вопроса тем более затруднительно, поскольку сыртовая толща здесь имеет весьма ограниченное распространение и очень слабо обнажена.

Более определенно можно говорить о возрасте лишь верхнего горизонта этих отложений — желто-бурых суглинков, которые севернее рассматриваемой территории перекрывают бакинский аллювий и в сторону долины Волги, как это достаточно убедительно показывает Ю. М. Васильев (1960), замещаются хвалынскими и хазарскими морскими и аллювиальными отложениями. В целом описываемые суглинки очень напоминают желто-бурые покровные суглинки правобережных районов Нижнего Поволжья, в связи с чем большой интерес представляет возможность сопоставления тех и других. Для этого нужны специальные исследования, при которых особое внимание необходимо обратить на выявление и изучение в суглинках горизонтов погребенных почв. На Правобережье такие почвы установлены и позволяют делить желто-бурые покровные суглинки по крайней мере на два стратиграфических горизонта.

В желто-бурых сыртовых суглинках Заволжья также встречены ископаемые почвы, которые несомненно могут быть использованы для стратиграфического расчленения этих суглинков. Например, Ю. М. Васильев именно по указанному признаку делит их на два самостоятельных горизонта. Тогда, если принять за основу эту его точку зрения, нижний горизонт желто-бурых суглинков Заволжья мог бы соответствовать нижнему горизонту желто-бурых покровных суглинков Правобережья и датироваться (Q_{II}), а верхний — сопоставляться с верхним горизонтом покровных суглинков и датироваться (Q_{III}). Но вполне допустимо, что в Заволжье нижняя часть желто-бурых суглинков может иметь и более древний возраст. До окончательного решения этого вопроса мы рассматриваем их пока как нерасчлененные плейстоценовые отложения (Q_{I-III}). В генетическом отношении это скорее всего элювиально-делювиальные, частично может быть и эоловые образования. Мощность 5—15 м (рис. 2).

Не менее важным является также вопрос корреляции террасовых отложений Волгоградского Заволжья и Правобережья и, прежде всего, увязки террас левого и правого склонов долины Волги. Мы уже писали, что на левом склоне этой долины в пределах Волгоградского Заволжья развиты принадпойменные террасы верхнеплейстоценового возраста. Такое же количество террас прослеживается и на правобережье Волги. Из них I и II надпойменные террасы легко сопоставляются как по характеру слагающих их отложений, так и по

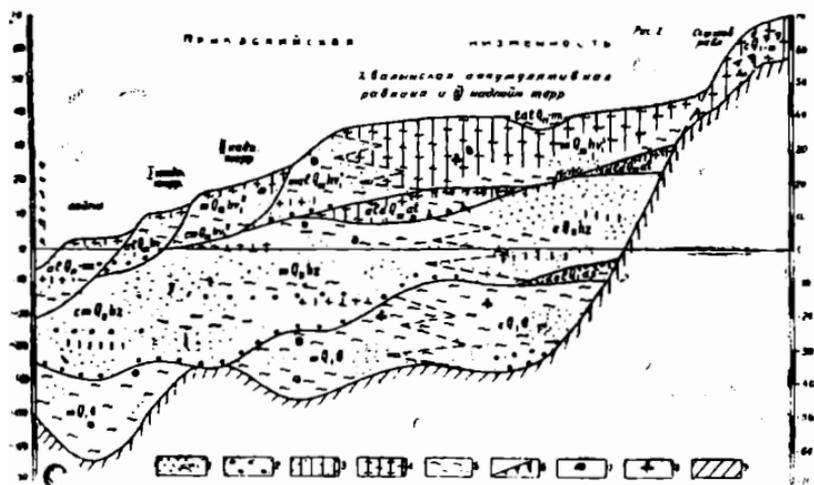


Рис. 2. Соотношение четвертичных отложений Волгоградского Заволжья. 1 — песок; 2 — гравий и галька; 3 — супесь; 4 — суглинок; 5 — глина; 6 — почвенный горизонт; 7 — ископаемая фауна; 8 — ископаемая флора; 9 — дочетвертичные отложения.

а) Голоцен. Новокаспийский горизонт. $aI Q_{IV} pk$ — Аллювий пойменных террас $I a I Q_{IV} pk$ — Озерно-аллювиальные отложения лиманов и озер.

б) Верхний плейстоцен. Верхнехвалынские слои. $aI Q_{III} hv_2$ — Аллювий I надпойменной террасы. Нижнехвалынские слои $m Q_{III} hv_2$ — Морские отложения — фаза + 20 + 25 м (II надпойменная терраса). $(aI m Q_{III} hv_2$ — Аллювиально-морские отложения — фаза + 20 + 25 м (II надп. терр.) $m Q_{III} hv_1$ — Морские отложения — фаза + 45 + 50 м (III надп. терр., аккумулятивная равнина С. Прикаспия). $m a I Q_{III} hv_1$ — Дельтовые отложения — фаза + 45 + 50 м (III надп. терр., аккумулятивная равнина Сев. Прикаспия). Ательские слои $aI d Q_{III} at$ — Аллювиальные, делювиальные и др. отложения.

в) Средний плейстоцен. Хазарский горизонт $m, cm, c Q_{II} n_2$ — Морские, континентально-морские и континентальные отложения.

г) Нижний горизонт. Бакинский горизонт. $d, eI Q_{I} as$ — Делювиально-элювиальные отложения (астраханские слои). $m, c Q_{I} b$ — Морские, континентальные отложения.

д) Плейстоценовые нерасчлененные отложения. $c Q_{I-III}$ — Элювиально-делювиальные желто-бурые суглинки Сыртовой равнины.

морфологическим особенностям этих террас. И в том и в другом случае, т. е. вообще в пределах долин Волги и ее притоков I надпойменная терраса является верхнехвалынской, а II надпойменная терраса — нижнехвалынской — фазы +20 + 25 м. Соответствующий возраст имеют и отложения этих террас.

III надпойменная терраса на левом склоне долины Волги и в долинах ее левых притоков сложена нижнехвалынскими образованиями фазы +45+50 м. Ее поверхность сливается с поверхностью аккумулятивной морской равнины Сев. Прикаспия также нижнехвалынского возраста фазы +45+50 м. Следовательно, указанный возраст III террасы и слагающих ее отложений можно считать достаточно обоснованными.

На правом склоне долины Волги выше II надпойменной террасы на абс. отметках +30+45 м прослеживается еще одна террасовая ступень, в строении которой принимают участие отложения четвертичного (хазарского) и более древнего возраста. По своему гипсометрическому положению она сопоставима с III надпойменной террасой левого склона долины Волги, но отличается по геологическому строению.

Из сказанного, в предварительном порядке, можно сделать вывод, что в долине Волги коррелируется и III надпойменная терраса, имеющая нижнехвалынский возраст фазы +45+50 м, но на правом склоне долины эта терраса является, по-видимому, эрозивной. Дальнейшие исследования должны уточнить геологическое строение и генезис данной террасы.

Таким образом, уже сейчас намечаются довольно определенные пути корреляции четвертичных отложений Волгоградского Заволжья и Правобережья, на основе которой мы считаем возможным предложить следующий проект единой схемы стратиграфии четвертичных отложений для всей этой территории (табл. I).

Приведенная выше схема, разумеется, нуждается в дальнейшем уточнении и детализации. Это может быть сделано только в результате проведения здесь дополнительных исследований, в ходе которых особое внимание необходимо обратить на изучение и корреляцию покровных образований описываемой территории и получение соответствующих материалов для достаточно надежной стратиграфической увязки их с террасовыми отложениями долины Волги. В этом направлении, наряду с обычными геологическими методами, много ценного может дать изучение ископаемых почв и следов мерзлотных деформаций (криотурбаций). Такие деформации наблюдаются в желто-бурых покровных суглинках Правобережья. Ю. М. Васильев (1960) сообщает, что он следы криотурбаций видел в хазарских, ательских и нижнехвалынских отложениях Заволжья. Эти деформации Ю. М. Васильев связывает с периодами сильного похолодания и оледенения в бо-

лее северных районах Русской равнины. На наличие криотурбаций в указанных выше отложениях неоднократно указывал и А. И. Москвитин. Об этом он пишет и в своей последней монографии (1962). Другие исследователи не отмечают подобных явлений, в связи с чем представляется чрезвычайно важным проверить, действительно ли наблюдавшиеся Ю. М. Васильевым и А. И. Москвитиным смятия слоев являются криотурбациями. Легко понять, что подтверждение наличия последних дало бы геологам дополнительный ценный материал для сопоставления и увязки стратиграфических схем четвертичных отложений не только территории Волгоградского Поволжья, но и более обширных пространств юго-востока Русской платформы.

Литература

Андрусов Н. И. Очерки истории развития Каспийского моря и его обитателей. Изв. Русск. геогр. о-ва, т. XXIV, 1888.

Архангельский А. Д. К вопросу об истории послетретичного времени в Низовом Поволжье. Тр. почв. ком. Моск. о-ва сельского хозяйства, т. I, вып. 1—3, 1913.

Васильев Ю. М. Четвертичные отложения Северного Прикаспия. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1959.

Васильев Ю. М. Антропоген Южного Заволжья. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 49, 1961.

Временная стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Прикаспия. Сб. Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. Изд. АН СССР, М., 1953.

Галактионов В. Д. Геология Волго-Донского междуречья. М., Госэнергоиздат, 1960.

Геология района сооружений Волго-Дона. Сборник. Госэнергоиздат. 1960.

Грищенко М. Н. Краткое сообщение о геологических условиях залегания новой палеолитической стоянки в р-не Сталинграда. Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода № 18. Изд. АН СССР, 1956.

Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Пробл. З. Казахстана, изд. АН СССР, 1945.

Милановский Е. В. Геология Волго-Донского соединения. Изд. Упр. гл. инж. стр-ва Волгодона, Ростов, 1938.

Милановский Е. В. Очерки геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Геол. вестник, т. 4, 1926.

Москвитин А. И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 64, 1962.

Православлев П. А. О значении вертикальных изменений в окраске песчано-глинистых пород в области нижнего течения рр. Б. и М. Узней. Варшавск. университетские известия, 1918.

Православлев П. А. Каспийские осадки в низовьях Волги. Изв. Центр. Гидрометбюро, 1926.

Православлев П. А. Предисловие к статье Громовой В. «Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и по истории млекопитающих восточной Европы и северной Азии вообще». Тр. Ком. АН СССР, т. 2, 1932.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.

Шамрай И. А., Орехов С. Я. Минералогические особенности четвертичных лессовидных суглинков и их морских аналогов в бассейне Н. Дона и в Н. Поволжье. ДАН СССР, т. 85, 1952.

З. А. ЯНОЧКИНА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ ЩЕЛОЧЕЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ, МИНЕРАЛАХ И ФРАКЦИЯХ МЕХАНИЧЕСКОГО СОСТАВА

Химический анализ на литий, рубий и цезий очень сложен и отличается весьма малой чувствительностью. Спектральный анализ дает возможность определять эти элементы проще, быстрее и с большей чувствительностью.

Редкие щелочи имеют ряд чувствительных линий как в видимой, так и инфракрасной областях спектра. Определение их в видимой области спектра на кварцевом спектрографе ИСП-28 весьма затруднительно, особенно при малых содержаниях в виду того, что линии последних находятся в области затемнения полос циана. Поэтому в последнее время определение лития, рубидия и цезия в большинстве случаев ведется по линиям, расположенным в инфракрасном участке спектра.

Большая часть существующих в настоящее время методик определения щелочей [2, 5] связана с предварительным обогащением породы (выделением суммы щелочей), что весьма удлинняет и удорожает анализ.

Т. Ф. Боровик-Романовой проведено определение щелочных и щелочноземельных элементов непосредственно из породы [1]. Но в этом случае был использован фигурный угольный электрод, состоящий из подставки и насадки, что значительно усложняет анализ.

Определение лития, рубидия и цезия нами проводилось как в породах, так и отдельных минералах без предварительного обогащения. Источником возбуждения служила дуга переменного тока в 220 в, получаемая с помощью генератора ДГ-2.

Так как потенциалы полизации щелочных элементов малы и соответственно равны 5, 39; 4, 17; 3, 89 [3], то для их возбуждения нужна небольшая сила тока и экспозиция. Съемка велась при силе тока, равной 6 а и экспозиции 2,5 мин. В качестве нижнего электрода использовался графитовый стержень

с кратером диаметром в 2,5 мм и глубиной 5 мм. Пламя дуги фокусировалось с помощью трехлинзовой системы освещения на щель стеклянного спектрографа ИСП-51 с камерой $F=270$ мм. Ширина щели равна 0,02 мм. Фотографирование спектров проводилось на пластинах «инфра 840» и «инфра 880», которые проявлялись в метол-гидрохиноновом проявителе (двойной проявитель Чибисова) в течение 2 мин. Температура проявителя выдерживалась строго постоянной. Для определения элементов использовались следующие длины волн: литий—6707,8 Å, рубидий—7800,2 Å, — 7847,6 Å, цезий—8521,1 Å. Расшифровка спектрограмм осуществлялась по атласам С. К. Калинина [4] и А. К. Русанова [7].

Для количественного анализа щелочных элементов была приготовлена серия искусственных эталонов. В качестве наполнителя для эталонов использовалась смесь SiO_2 , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2CO_3 , CaCO_3 и др. Причем количественные соотношения последних выбирались так, чтобы наполнитель наиболее близко соответствовал химическому составу анализируемых проб. При исследовании солей наполнителем служил NaCl . Для мономинеральных фракций эталоны готовились на основах, близких по составу к исследуемым минералам.

Элементы вводились в виде следующих соединений: Li_2SO_4 , RbCl и CsCl . Вначале составлялся головной однопроцентный эталон, остальные получались путем разбавления предыдущих пустой породой. Навеска соли взвешивалась на торсионных весах, тщательно перемешивалась с наполнителем в агатовой ступке. Для лучшего перемешивания добавлялся спирт. Затем навеска эталона (100 г) в течение трех часов перемешивалась в стакане механической мешалкой. Только после этого бралась навеска для получения следующего эталона. В результате разбавления пустой пробой была получена серия эталонов: 1; 0,6; 0,3; 0,1; 0,06; 0,03; 0,01; 0,006; 0,003; 0,001; 0,0005.

Все одиннадцать эталонов сжигались, фиксировались на пластину, фотометрировались и по ним строился градуировочный график зависимости почернения линий данного элемента и логарифма его концентрации.

Эталон, точки которых лежали далеко за пределами градуировочной кривой, считались неверными и при дальнейшей работе не использовались. При определении процентного содержания щелочей необходимо учитывать влияние состава пробы на интенсивность их линий. Количество атомов рубидия и цезия, поступающих в каждый момент в облако дуги, зависит не только от концентрации их в пробе, но и от количества сопутствующих им в силикатах калия и натрия, одновременно с которыми они поступают в пламя дуги.

Во избежание этого влияния необходимо искусственно усреднять концентрацию щелочных элементов в исследуемых пробах и эталонах. Опыты Русанова А. К. и др. [6] показали,

что добавление к пробам 50% K_2SO_4 практически не вызывает дальнейшего снижения температуры пламени дуги, стабилизирует условия ее горения и не приводит к изменению интенсивности линий рубидия и цезия. Добавление же Na_2SO_4 оказывает меньшее стабилизирующее влияние. Нами использовался буфер K_2SO_4 , который в количестве 50% добавлялся во все исследуемые пробы и эталоны. Эта операция проделывалась с помощью дозатора, заменяющего кропотливое взвешивание на весах. Количественное определение лития, рубидия и цезия проводилось по градуировочному графику, аналитическим выражением которого является формула $\Delta S = \gamma b l g c + l g a$, где ΔS —разность почернения линии эталона и фона. Так как в уравнение входит λ —коэффициент контрастности пластины, то съемка эталонов и образцов проводилась на каждой пластине одновременно. Градуировочные графики также строились для каждой пластины.

Чувствительность определения лития, рубидия и цезия соответственно равнялась 0,0005; 0,006 и 0,01%.

Нами по данной методике проведено определение щелочей в различных типах пород, минералах и фракциях механического анализа, а также в водах, взятых из различных мест Советского Союза. Результаты некоторых определений приведены в таблице № 1.

Таблица 1

№ п/п.	Место взятия образца	Название объекта	Содерж. щелоч. %		
			Zi	Rb	Cs
1	Источники Кавказа	Вода	0,079	—	—
2	.	.	0,138	—	—
3	.	.	0,199	—	—
4	Актюбинск, р. Жуса-Сай	Карбонатная вытяжка из песчаника	0,0012	—	—
5	Актюбинск, скв. 27	Карбонатная вытяжка из глины	0,019	—	—
6	Гора Богдо	Глинистая фракция из песчаника	0,0125	0,025	—
7	.	Глинистая фракция из алевролита	0,025	0,012	—
8	.	Глинистая фракция из глины	0,138	0,25	—
9	Озинки	Галит с карналлитом	0,0005	—	—
10	.	Галит, полигалит и ангидрит	0,012	Следы	—
11	Заволжье	Глина	0,0012	0,008	—
12	.	Алевролит	0,0025	0,001	—
13	Урал, массив Котансуйский	Берилл	0,12	0,1	0,01
14	.	Мусковит	0,03	0,035	0,012
15	.	Турмалин	0,005	0,0005	Следы
16	Урал, массив Суундукский	Микроклин	0,005	0,008	0,01
17	.	Гранодиорит	0,001	0,006	Следы
18	.	Микродиорит	0,0021	0,0068	Следы

Проведенные нами исследования позволяют сделать некоторые выводы:

1. Предлагаемая методика определения редких щелочей очень удобна и чувствительна при исследованиях фракций механического анализа, где само выделение фракций уже является произвольным их обогащением редкими элементами.

2. Эта методика является достаточно чувствительной при определении редких щелочей в минералах, изверженных горных породах и сухих остатках вод.

3. Исследование осадочных пород на редкие щелочи дает хорошие результаты лишь при определении лития. Содержание же рубидия и цезия в этих породах настолько мало, что их определение, зачастую, становится невозможным при использовании данной методики.

Литература

1. Боровик-Романова Т. Ф. Спектрально-аналитическое определение щелочных и щелочно-земельных элементов. Изд. АН СССР, 1947.
 2. Гольдшмидт В. М., Г Берман, Г. Гауптман. К геохимии щелочных металлов. Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, 1938.
 3. Зайденъ А. Н. и др. Таблицы спектральных линий. Гостехиздат 1952.
 4. Калинин С. К. Атлас спектральных линий для стеклянного спектрографа. ГОНТИ, М., 1959.
 5. Русанов А. К., Васильев К. Н. Методы количественного спектрального анализа растворов и минералов. «Заводская лаборатория», № 8, 1939.
 6. Русанов А. К. и др. Количественные спектральные определения редких и рассеянных элементов. Госгеолтехиздат, 1960.
 7. Русанов А. К. Спектральный анализ руд и минералов. Госгеолтехиздат, 1948.
-

ПОВЫШЕНИЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В лаборатории Научно-исследовательского института геологии при Саратовском государственном университете ведутся работы по усовершенствованию методик определения редких элементов. Изучаются вопросы повышения чувствительности анализа, влияния посторонних примесей на результаты исследований и т. д. В данной работе мы остановимся лишь на одном вопросе — повышение чувствительности определения микроэлементов.

В настоящее время в спектральных лабораториях при определении редких элементов используется ряд методик. Каждая из них имеет положительные и отрицательные стороны. Минимально обнаруживаемые содержания микроэлементов также различны.

Нами проведена работа по сравнению чувствительности определения целого ряда элементов при использовании следующих методик:

I. Метод набивки угольных электродов;

А. С использованием вертикальной дуги;

Б. С использованием горизонтальной дуги.

II. Метод просыпки порошка пробы между горизонтально расположенными электродами.

Для решения этой задачи использовались искусственно приготовленные эталоны. В качестве наполнителя бралась смесь SiO_2 , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , Na_2SO_4 и других солей. Редкие элементы вводились в виде соединений (табл. 1).

Вначале составлялся головной однопроцентный эталон. Последующие эталоны получались путем разбавления его пустой породой. Всего было приготовлено одиннадцать эталонов с концентрациями в них искомым элементов 1; 0,6; 0,3; 0,1; 0,06; 0,03; 0,01; 0,006; 0,003; 0,001; 0,0005%.

Съемка образцов проводилась на кварцевом спектрографе

ИСП-28 с трехлинзовой системой освещения. Использовались пластины СП-1 0,7 ед. ГОСТ, которые проявлялись в метол-гидрохиноновом проявителе (проявитель Чибисова) с экспозицией в 2 мин.

Таблица 1

Элемент	Вводимое соединение	Элемент	Вводимое соединение	Элемент	Вводимое соединение
Be	BeO ₂	Ge	GeO ₂	Sn	SnCl ₂
Вl	Вl(NO ₃) ₃	In	металл	Sb	Sb ₂ O ₃
W	H ₂ WO ₄	Cd	CdO	Tl	TlNO ₃
Ga	металл	Mo	MoO ₃	V	V ₂ O ₅

Опишем каждую методику в отдельности:

1. Метод, основанный на испарении пробы из канала угольных электродов до настоящего времени является наиболее распространенным. Он выгодно отличается от других тем, что позволяет осуществлять полное испарение анализируемой пробы, при котором все элементы, входящие в ее состав, рано или поздно поступают в пламя дуги. Кроме того, для анализа требуется всего 10—30 мг растертой в пудру пробы. Этой методикой мы успешно пользуемся при исследовании мономинеральных фракций.

А. Чаще всего при методе набивки используется вертикальное расположение электродов и следующие условия съемки. Верхний электрод затачивается на конус. В нижнем делается кратер диаметром 3 мм и глубиной 4 мм, в который набивается 15—20 мг исследуемой пробы. Сила тока 12—15 а (большую силу тока генератор ДГ-2 не выдерживает), экспозиция 4 мин.

При этих условиях нами была произведена съемка эталонов.

Результаты сведены в табл. 2.

Таблица 2

Элемент	Аналитические линии	Чувствительность определения	Элемент	Аналитические линии	Чувствительность определения
Be	2348,6	0,06	Sb	2598,1	0,1
Вl	2898,0	0,1	Tl	2918,3	0,1
Ga	2719,7	0,006	Zn	3039,4	0,01
Ge	3039,1	0,1	Cd	3261,1	0,06
Sn	2840,0	0,06	Mo	3170,3	0,01
V	3110,7	0,03			

С нашей точки зрения в этой методике имеется ряд недостатков:

в результате перемещения пламени по краям кратера нижнего электрода горение дуги не стабильно. Это приводит

к изменению напряжения и силы тока, а следовательно, и температуры разряда в данный момент. Последнее, в свою очередь, изменяет скорость испарения вещества, что имеет большое значение при полном сжигании пробы;

проба, помещенная в кратер электрода, прогревается неравномерно. В центральных частях температура ниже, чем в краевых, что также влияет на скорость испарения вещества:

при данной форме электродов происходят частые выбросы пробы, особенно при работе с тугоплавкими веществами;

при вертикально расположенных электродах наблюдается отложение окислов элементов на верхнем электроде, что приводит к неустойчивому режиму горения дуги;

использование небольшой силы тока снижает чувствительность определения ряда тугоплавких элементов (см. табл. 2):

ввиду большой экспозиции съемки производительность анализов невелика.

Б. Для того, чтобы ликвидировать недостатки данной методики, мы воспользовались указанием А. К. Русанова и др. [4, 5, 6] на некоторое преимущество горизонтальной дуги, где газообразные продукты испарения руд непрерывно удаляются из зоны разряда восходящим вверх током горячего воздуха и не откладываются на электродах. Использование горизонтальной дуги позволяет помещать пробу в оба электрода. Это увеличивает навеску исследуемой пробы в два раза и тем самым уменьшает случайные ошибки, возникающие за счет неоднородного состава сжигаемой пробы [2].

Нами внесены некоторые изменения в методику А. К. Русанова и др.

В предложенной им дуге скорость восходящего вверх потока воздуха зависит от температуры последней, которая, в свою очередь, может меняться в зависимости от химического состава пробы. Таким образом, фотографированию подвергаются неодинаковые участки пламени дуги. В различных же участках газового облака наблюдается различная температура и концентрация элементов, что приводит к изменению интенсивности линий искоемых элементов. Применяемый нами принудительный отсос с помощью мотора позволяет пользоваться одним и тем же участком пламени при фотографировании различных образцов, так как скорость потока воздуха в данном случае остается все время постоянной. Чтобы сделать режим горения дуги более устойчивым и добиться более равномерной температуры во всей испаряющейся пробе, нами были использованы электроды с центральным стерженьком, предложенные В. Я. Ключкиным и др. [1].

Во избежание выбросов из кратера электрода, последние заливались агар-агаром.

Были изменены и условия съемки: применялась сила тока в 27 а, экспозиция 20 сек. Для того чтобы можно было ра-

ботать при большой силе тока, к дуговому генератору ДГ-2 параллельно подключался дополнительный реостат. Малая экспозиция намного увеличила производительность анализов, а большая сила тока повысила чувствительность определения ряда элементов (табл. 3).

Таблица 3

Элемент	Аналитические линии	Чувствительность определения	Элемент	Аналитические линии	Чувствительность определения
Be	2348,6	0,0006	Sb	2598,1	0,003
Bi	2898,0	0,005	Tl	2918,3	0,01
Ga	2719,7	0,01	In	3039,4	0,006
Sn	2840,0	0,001	Cd	3261,1	0,006
Ge	3039,1	0,001	Mo	3170,3	0,0015
V	3110,7	0,001			

Несмотря на некоторые усовершенствования, метод набивки все же не лишен недостатков.

Одним из них является возникновение случайных ошибок, связанных с неоднородностью малого количества сжигаемой пробы [2, 3]. Другим недостатком является то, что при испарении пробы из кратера вещество превращается в жидкую каплю. Это ведет к фракционному испарению. При этом происходит последовательное поступление элементов в дугу, изменение концентрации последних в газовом облаке, что нарушает температурные условия возбуждения пламени дуги [7], а это, в свою очередь, отражается на интенсивности линий.

Следует сказать, что повышение воспроизводимости анализа возможно лишь при создании постоянства в скорости испарения элементов и их поступлении в зону разряда; последнее же можно обеспечить введением порошков воздухом в зону разряда [7].

Кроме того, предельная концентрация элемента «В» и минимальное обнаруживаемое количество его «а» связаны соотношением (по С. В. Лончих и др.,—2) $V = \frac{a \cdot 100\%}{\rho}$, где ρ —

величина навески анализируемой пробы.

Следовательно, повысить относительную интенсивность линий можно также за счет увеличения навески, что мы и делаем при методе «просыпки». При этом сжигается 0,6 г пробы вместо 0,02 г.

II. Для осуществления метода просыпки использовались держатели горизонтальных электродов (от прибора АВР), вибратор, приводящий в сотрясение лоток из плексиглаза, в который равномерным слоем помещалась навеска и воронка из кварцевого стекла, через которую проба подавалась непо-

средственно в пламя дуги. Эта методика успешно применяется нами при валовых анализах проб. Но она совершенно неприемлема при исследовании мономинеральных фракций.

Результаты анализа сведены в табл. 4.

Таблица 4

Элемент	Аналитические линии	Чувствительность определения	Элемент	Аналитические линии	Чувствительность определения
Be	2348,6	0,0001	Sb	2598,1	0,0007
Bi	2898,0	0,001	Tl	2918,3	0,008
Ga	2719,7	0,0005	In	3039,4	0,0005
Ge	3039,1	0,0003	Cd	3261,1	0,001
Sn	2840,0	0,0008	Mo	3170,3	0,0003
V	3110,7	0,0001			

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, каждая из применяемых методик имеет при определенных условиях свои положительные и отрицательные стороны. Наши исследования приводят к выводу о том, что:

- 1) метод «набивки» очень удобен при исследовании мономинеральных фракций;
- 2) метод «просыпки» можно применять при валовых анализах проб;
- 3) при методе «просыпки» резко возрастает чувствительность определения микроэлементов (табл. 4);
- 4) при геохимических исследованиях эти методики необходимо использовать в комплексе, неустанно изменяя и совершенствуя их.

Литература

1. Ключкин В. Я., Шейнина Г. А. Опыт химического и спектрального анализа руд редких металлов. Госгеолтехиздат, М., 1958.
2. Лоицих С. В., Недлер В. В., Райхбаум Я. Д. Спектральный анализ металлотрических проб. Госгеолтехиздат, М., 1959.
3. Недлер В. В. К вопросу о причинах ошибок при спектральном анализе руд. «Заводская лаборатория», № 3, 1955.
4. Русанов А. К. Горизонтальная дуга. Изв. АН СССР, т. 18, № 2, 1954.
5. Русанов А. К., Алексеева В. М. ЖАХ № 9, 183, 1954.
6. Русанов А. К., Алексеева В. М., Хитров В. Г. Количественное спектральное определение редких и рассеянных элементов. Госгеолтехиздат, М., 1960.
7. Русанов А. К. Изв. АН СССР, сер. физич., № 3, 303, 1947.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

В. А. Гаряинов, В. П. Твердохлебов. О медистых песчаниках Оренбургского Приуралья	2
В. А. Гаряинов, В. В. Липатова, Н. Н. Старожилова, З. А. Яночкина. К вопросу о методике изучения красноцветных отложений перми и триаса	24
В. В. Липатова. Спорово-пыльцевые комплексы верхнепермских отложений Актюбинского Приуралья	34
В. В. Липатова, Е. С. Тальнов. К вопросу об источниках сноса в татарский век в пределах Актюбинского Приуралья	39
Г. В. Кулева. К палеонтологической характеристике верхнетатарского подъяруса Оренбургского Приуралья	42
З. А. Яночкина. О распределении марганца в отложениях верхнепермского возраста Актюбинского Приуралья	47
А. Н. Шилкин. Новейшие структурные формы Орского Зауралья	53
А. Д. Наумов. Развитие рельефа и палеогеографические условия образования экзогенных месторождений полезных ископаемых в Орском Зауралье	64
Б. К. Горцуев. О расчленении и условиях седиментации нижнетриасовых отложений района ст. Озинки	81
Д. С. Жутеева, Ф. А. Киреев. Глинистые минералы нижнетриасовых отложений горы Б. Богдо (Волгоградское Заволжье)	95
Б. К. Горцуев. Глинистые минералы келловейских отложений северной части прибортовой зоны Прикаспийской впадины	101
М. С. Зиновьев, Е. А. Троицкая. Новые данные о фауне оксфордского яруса в районе озера Эльтон	111
А. М. Кузнецова, В. И. Курлаев, В. П. Николаева. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений верховий рек Большого и Малого Узней	128
Е. Ф. Ахлестина. Вулканическое стекло в апшеронских отложениях Прикаспийской низменности	137
В. В. Ермакова. Литология и условия осадконакопления живецких отложений юго-западного окончания Жигулевского вала и прилегающей территории Саратовского и Куйбышевского Поволжья	141
В. В. Ермакова. Литология и условия осадконакопления карбонатных отложений франского века юго-западного окончания Жигулевского вала и прилегающей территории Саратовского и Куйбышевского Поволжья	146
А. И. Кукуев. Известковые туфы в четвертичных отложениях северных районов Саратовского Правобережья	154

А. А. Романов, К. Н. Разумова. Стратиграфо-генетическая схема четвертичных отложений Волгоградского Поволжья	156
З. А. Яночкина. Определение редких щелочей в горных породах, минералах и фракциях механического состава	168
З. А. Яночкина. Повышение чувствительности определения редких элементов	172

Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья

Выпуск второй

Редактор *Н. В. Зарецкая*

Технический редактор *В. В. Зенин*

Корректоры: *С. Г. Дмитриева* и *А. В. Зубенко*

НГЗ6035 Сдано в набор 25.XI.1963. Подписано к печати 20.VI.64
 Формат 60×92^{1/16}. Печ. л. 11+4 вкл. Уч.-изд. л. 11,78. Заказ № 1599.
 Тираж 600 экз. Цена 77 коп.

Издательство Саратовского университета, Астраханская, 83.
 Типография издательства «Коммунист», пр. Ленина, 94.

77 коп.