

ЛИТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК 552.52

ФАЦИАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД АКЧАГЫЛА ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

В.Н. Староверов, А.Д. Савко*

*Саратовский государственный университет
Воронежский государственный университет

Рассмотрены фациальные особенности формирования глинистых пород, выявлены четыре ступени накопления глин в палеогеографических обстановках акчагыльского этапа седиментогенеза, установлена аллотигенно-аутигенная природа глинистых минералов.

В составе акчагыльского региояруса очень широко распространены глинистые породы, которые формировались в самых разнообразных фациальных обстановках и порой слагают до 100 % объема описываемого стратиграфического подразделения. Вещественный состав песчано-алевритовых разностей изучен довольно неплохо, а вот исследования глинистых минералов характеризуется лишь фрагментарными сведениями. Так в работах Е.Ф. Ахлестиной [1] приводятся сведения о составе минеральных ассоциаций акчагыльских отложений на некоторых разведочных площадях в междуречье Волги и Урала, а исследования Н.В. Кирсанова [2,3] посвящены анализу монтмориллонитовых глин акчагыла Самарской области и Татарии.

Акчагыльские глины привлекают внимание тем, что относятся к полифациальным образованиям, которые формировались в разнообразных палеогеографических обстановках и на различных стадиях литогенеза. Поэтому при изучении этих глин появляется возможность проследить сложный путь транспортировки глинистых минералов, оценить степень их трансформирования в конечных водоемах стока и выявить минеральные новообразования на стадии диагенеза.

Нами обобщены результаты предыдущих исследований акчагыльских глин, изучены сведения о составе и структурно-текстурных особенностях, проведено их дифрактометрическое исследование (свыше 300 образцов изучены в лабораториях НВНИИГТ г. Саратова и Воронежского госуниверситета), описаны естественные обнажения глинистых пород и разрезы скважин, вскрывшие глины акчагыла в различных фациальных зонах. Результа-

ты проведенных исследований положены в основу настоящего сообщения.

В акчагыльском веке формирование глинистых пород происходило в различных палеогеографических обстановках, что обусловило изменчивость вещественного состава и неоднородность структурно-текстурных признаков глин. Предыдущие исследователи [2-4] неоднократно подчеркивали их фациальную неоднородность, однако, остались не выявленными главные закономерности формирования минеральных ассоциаций рассматриваемых образований и их связь с условиями седиментогенеза.

В течение акчагыльского века на юго-востоке Русской плиты существовал эпиконтинентальный морской бассейн [2], который простирался на север до широты Самарской Луки (рис. 1). На территории Самарского Заволжья и Оренбургского Предуралья описываемый бассейн отличался ингрессионным характером распространения, так как его воды не имели площадного развития, а заполняли лишь древние крупные долины рек (Урал, Сакмара, Самара, Илек и др.) и их притоки. Ингрессионные воды проникали в пределы суши также по некоторым речным долинам Саратовского и Самарского Правобережья (Терешка, Курдюм, Елшанка и др.). Накопление пелитового материала осуществлялось на всей этой громадной территории, и глинистые породы очень часто являются доминирующими в разрезах акчагыла самой различной палеогеографической приуроченности.

На юго-востоке Русской плиты во время акчагыльского этапа седиментации существовало четыре типа фациальных обстановок накопления гли-

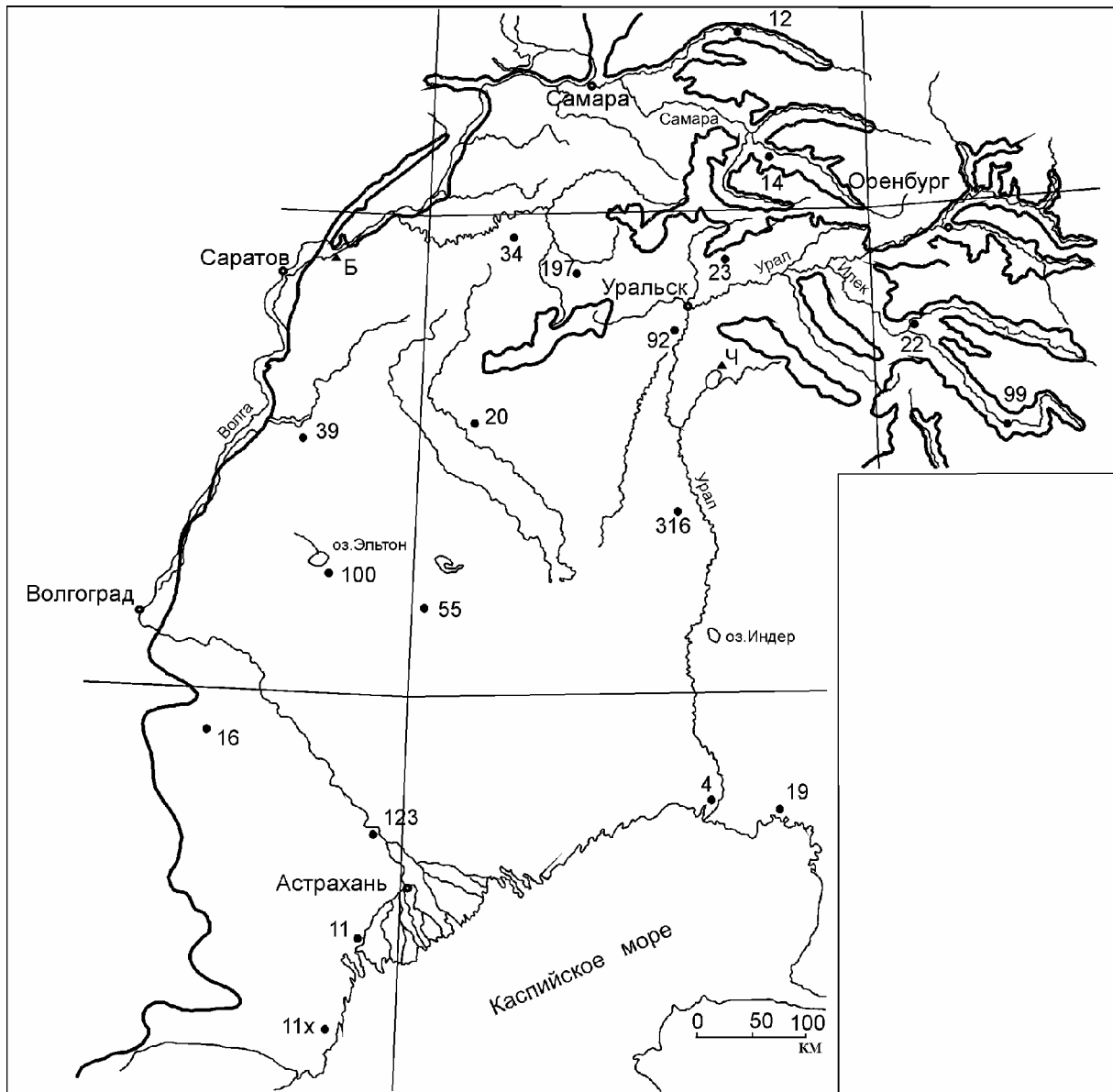


Рис. 1. Обзорная карта района исследований (с использованием материалов Н.В. Кирсанова)

нистых пород. Каждый из них приурочен к определенной гипсометрической ступени (рис. 2) и отличается от других механизмом накопления пелитовых осадков, проявившимся в индивидуальных структурно-текстурных признаках, комплексах микрофаунистических фоссилей, составах минеральных ассоциаций, генетических особенностях породообразующих глинистых минералов.

Первый тип фациальных обстановок накопления глин характеризует застойные и полужастойные водоемы (поймы, старицы, озера, плесы и речные заводи) в пределах аллювиально-озерной равнины, опоясывающей акчагыльский бассейн. Это была самая высокая гипсометрическая ступень накопления пелитового материала. Породы, образованные в подобных обстановках, широко распространены в верховьях палеодолин и их прибрежных частях на территории Оренбургского Предуралья и Самарского Заволжья. Спецификой седиментации пелитовых частиц рассматриваемой ступени являет-

ся их фациальная разнородность, максимальная приближенность к источникам мобилизации вещества, а также небольшая длительность и ярко выраженная динамичность процесса. Указанные особенности резко ограничили степень изменения пелитового материала на данном уровне по сравнению с водосборными площадями и могли проявиться только в механическом измельчении глинистых минералов или их фрагментарной деградации [5]. В стратиграфическом отношении они принадлежат к ерусланской и урдинской свитам нижнего и среднего ачкагыла.

В результате анализа генетических признаков среди описываемых глин выделены три фациальные разновидности.

1. Глины делювиально-пролювиального генезиса. Они занимают максимальную гипсометрическую позицию в строении акчагыльского региона-руса, отличаются низкой степенью гранулометрической сортировки. Глины имеют разнообразную ок-

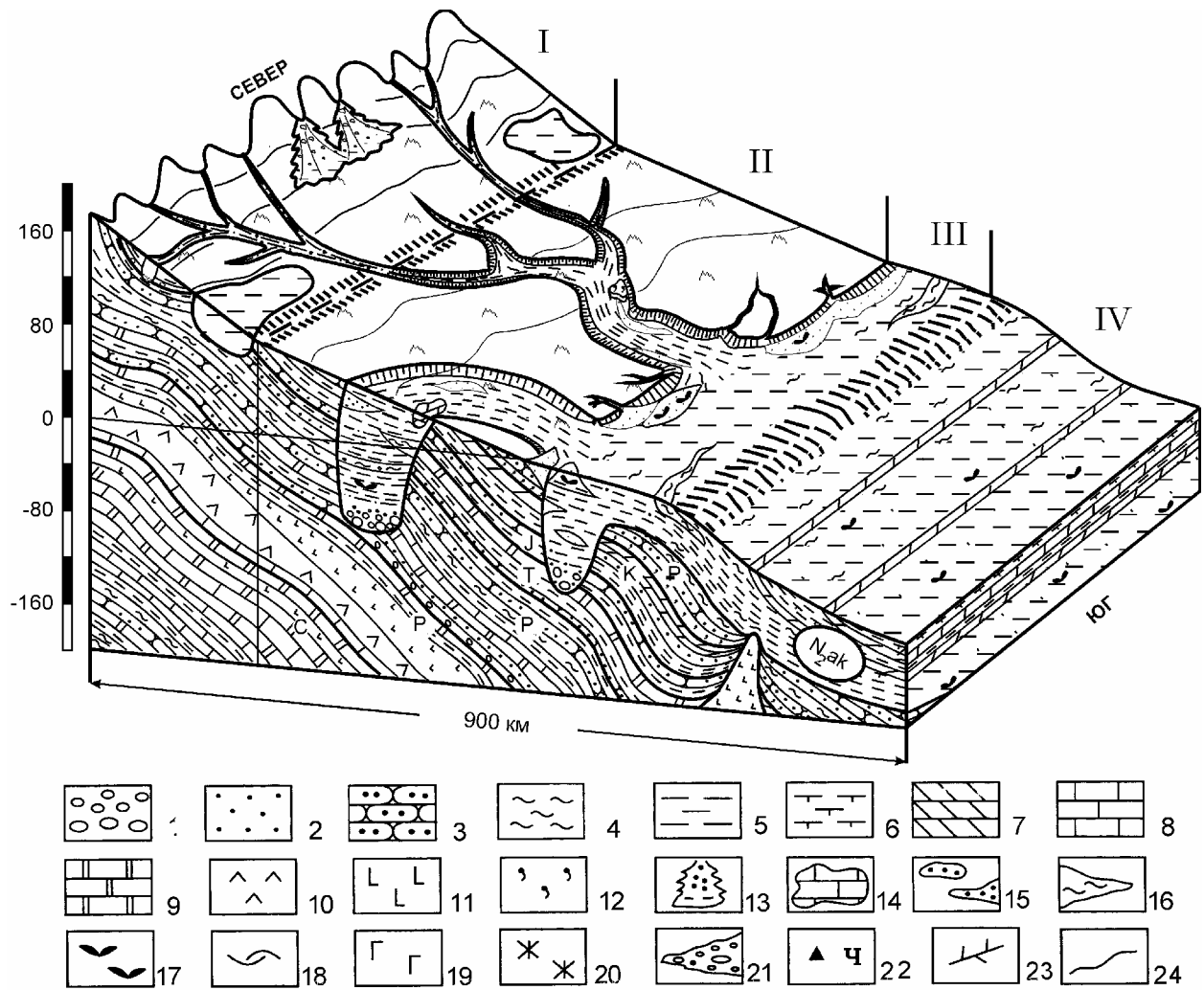


Рис. 2. Фациальная модель накопления глинистых пород: 1 – гравийные галечники; 2 – песок; 3 – песчаник; 4 – алеврит; 5 – глина; 6 – глина известковистая; 7 – мергель; 8 – известняк; 9 – доломит; 10 – ангидрит; 11 – каменная соль; 12 – силициты; 13 – конус выноса; 14 – экзотические глыбы известняков; 15 – линзовидные прослои песков; 16 – линзовидные прослои алевритов; 17 – двустворчатые моллюски; 18 – органический детрит; 19 – глауконит; 20 – минералы группы лимонита; 21 – линзовидные прослои гравийных галечников; 22 – место положения обнажений; 23 – растительный детрит; 24 – граница распространения акчагыльских отложений; I-IV – типы фациальных обстановок

раску, зависящую от состава подстилающих пород. Их цвет меняется от светло- и темно-серого до красновато-бурого в областях развития пермских красноцветов. Нередко они залегают в виде крупных обломков среди галечников и гравийников, образуя линзовидные прослои, содержат корни обуглившейся древесины, по простиранию замещаются песчаниками ржаво-бурыми, с многочисленными отпечатками обуглившейся древесины.

2. Отложения пойменно-старичного комплекса. Глины этого комплекса обычно имеют темно-серую, почти до черной, окраску. По латерали чаще всего связаны с делювиально-пролювиальными глинами, характеризуются насыщенностью обугленным растительным детритом и специфическими текстурами. Все растительные остатки относятся к автохтонному типу, поскольку вертикально пронизывают вмещающие породы. Примечательно, что в таком положении залегают не только фрагмен-

ты корневой системы, но также стебли растений. Среди текстур наиболее распространены мелкощебенчатая и комковатая, типичные для заболоченных почв и подпочв. Встречаются горизонтально-слоистые разности, в которых слойки глин в разной степени обогащены алевро-песчаным материалом. В пределах Оренбургского Правобережья (скв. 20, правый приток р. Иртек) на поверхности пестро окрашенных глин иногда отмечаются крупные трещины усыхания, выполненные мелкозернистым голубовато-зеленоватым песком.

3. Глины озерного происхождения. Они обычно имеют пеструю окраску, интенсивность которой контролируется составом доакчагыльских пород, и фрагментарно распространены в бассейне р. Ток (Самарское Левобережье) и на Правобережье р. Урал (восточнее г. Уральска). Для таких глин характерна четко выраженная горизонтальная слоистость ленточного типа и широкое представител-

во лигнитов. Слоистость выражена изменением цвета слоев от светло-серого до черного, мощность которых 1,0 – 1,5 мм и меньше. Светло-серые разности глин сильно алевроитистые, мергелеподобные. Черные прослои обогащены растительным детритом, часто они не выдержаны по простиранию. Отдельные интервалы глин отличаются наличием прослоев (3 – 5 см) темно-серых горючих сланцев и лигнитов, под которыми обычно развита пологоволнистая, узловатая слоистость – результат высыхания пелитового осадка и его последовавшей деформации. Лигнитовые разности переполнены остатками растений в виде тонких стеблей и длинных листьев.

Глины описываемой гипсометрической ступени содержат пресноводные комплексы остракод, обедненные в видовом и количественном отношении. Среди них наибольшим распространением пользуются *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Candoniella subellipsoidea* (Scharap.), *C. albicans* (Brady), *Cyclocypris Laevis* (Muller.), *Pyocypris bradyi* Sars.

Минеральный состав глин первого уровня достаточно разнообразен, поскольку на территории Самарского Заволжья и Оренбургского Предуралья акчагыл подстилается различными по составу и возрасту породами. В таких условиях, когда седиментация осуществлялась в непосредственной близости от областей размыва, естественной является высокая степень близости минерального состава размываемых и вновь формируемых пород. Эта тесная зависимость хорошо известна оренбургским геологам, которые нередко принимали акчагильские глины за более древние породы. Поэтому, в отсутствии надежной палеонтологической привязки, они периодически относились к среднеюрским, нижнемеловым, триасовым или пермским образованиям в зависимости от возраста подстилающих пород. Так в верхнем течении р. Самары, где в акчагильское время выветриванию подвергались породы перми и триаса, пелитовая составляющая аллювиально-озерных глин характеризуется гидрослюдисто-хлоритовой ассоциацией, содержащей значительную примесь смешаннослойных образований иллит-сметитового типа. Все глинистые минералы имеют аллотигенную природу. Например, в составе глинистых пород большекинельской свиты верхней перми в бассейне р. Большой Кинель, по данным В.Б. Болдырева (результаты геолого-съёмочных работ 1994 года), преобладают смешанно-слоистые образования с хлоритом (до 70 %) и гидрослюда (около 30 %). Похожим минеральным составом характеризуются глинистые породы акчагыла указанного района. Пелитовая составляющая сложена смектитом и смешаннослойными образованиями иллит – смектитового состава с содержанием набухающих пакетов от 15 до 80 %, а также хлоритом. Косвенным доказательством аллотигенного генезиса глинистых минералов с малой степенью их переработки в диагенезе могут служить многочисленные находки среднеюр-

ских фораминифер и спорово-пыльцевых комплексов пермского облика в аллювиально-озерных глинах акчагильского возраста на Оренбургском Правобережье. По нашим данным в отложениях этой ступени, вскрытых скважиной 34, глины самой нижней части (озёрные) сложены хлоритом (30%), каолинитом (30%), гидрослюдой и незначительной примесью (5%) других минералов. Хлорит (рис.3, глубина 374м) устанавливается по рефлексу 14.2А, не меняющему своего положения при насыщении глицерином, отражениям 7.14, 3.55А. Последний рефлекс (004) имеет ступеньку в области 3.60А, принадлежащую каолиниту (отражение 002) и позволяющую его идентифицировать, поскольку рефлексы 001 этого минерала и 002 хлорита совпадают. Гидрослюда хорошо определяется по отражениям 10.0 и 3.34А. В глинах верхней части разреза ведущим минералом является монтмориллонит, диагностируемый по рефлексу 14.2А, сдвигающемуся до 17.8А при насыщении образца глицерином (см. рис. 3, гл. 321м). Меньше гидрослюды и каолинита, практически исчезает хлорит. Особенностью этой глины является наличие кальцита (рефлекс 3.03А).

Второй тип фациальной обстановки накопления глинистых осадков проявлялся в ингрессионных заливах акчагильского бассейна, существовавших на территории Самарского Заволжья, Оренбургского Предуралья и Саратовского Правобережья. Кроме того, ингрессионный характер седиментации, вероятно, проявился в ряде среднеплиоценовых долин Саратовского Заволжья. Специфика рассматриваемого типа осадконакопления заключалась в чрезвычайной близости источников сноса и конечных водоемов стока, что проявилось в интенсивном распреснении ингрессионных вод и очень низкой степени механической дифференциации формирующихся осадков.

В стратиграфическом отношении глины второго типа относятся к нижнему, среднему и верхнему акчагылу (ерусланская, урдинская и узенская свиты), что подтверждается многочисленными находками в их составе типичных макро-, микрофаунистических и споропыльцевых остатков.

Характерно, что глинистые породы доминируют в большинстве изученных разрезов, реже встречаются в виде небольших прослоев (от 1 – 2 до 5 – 10 м) среди алевро-песчаных образований. Также типичны породы, переходные от пелитовых к алевроитовым, с ярко выраженными соответствующими структурами (рис.4.1). Еще одна особенность глин связана с их высокой карбонатностью. Причем карбонатный материал относительно равномерно рассеян в породе или образует маломощные ракушняковые прослои, состоящие из обломков и целых раковин двустворчатых, а также брюхоногих моллюсков. Нередко в глинах содержатся гнезда и присыпки мелкозернистого песка, в отдельных интервалах отмечается обильная примесь гравия и мелких галек глинистого состава или соответствующих составу подстилающих более древних пород. В ряде

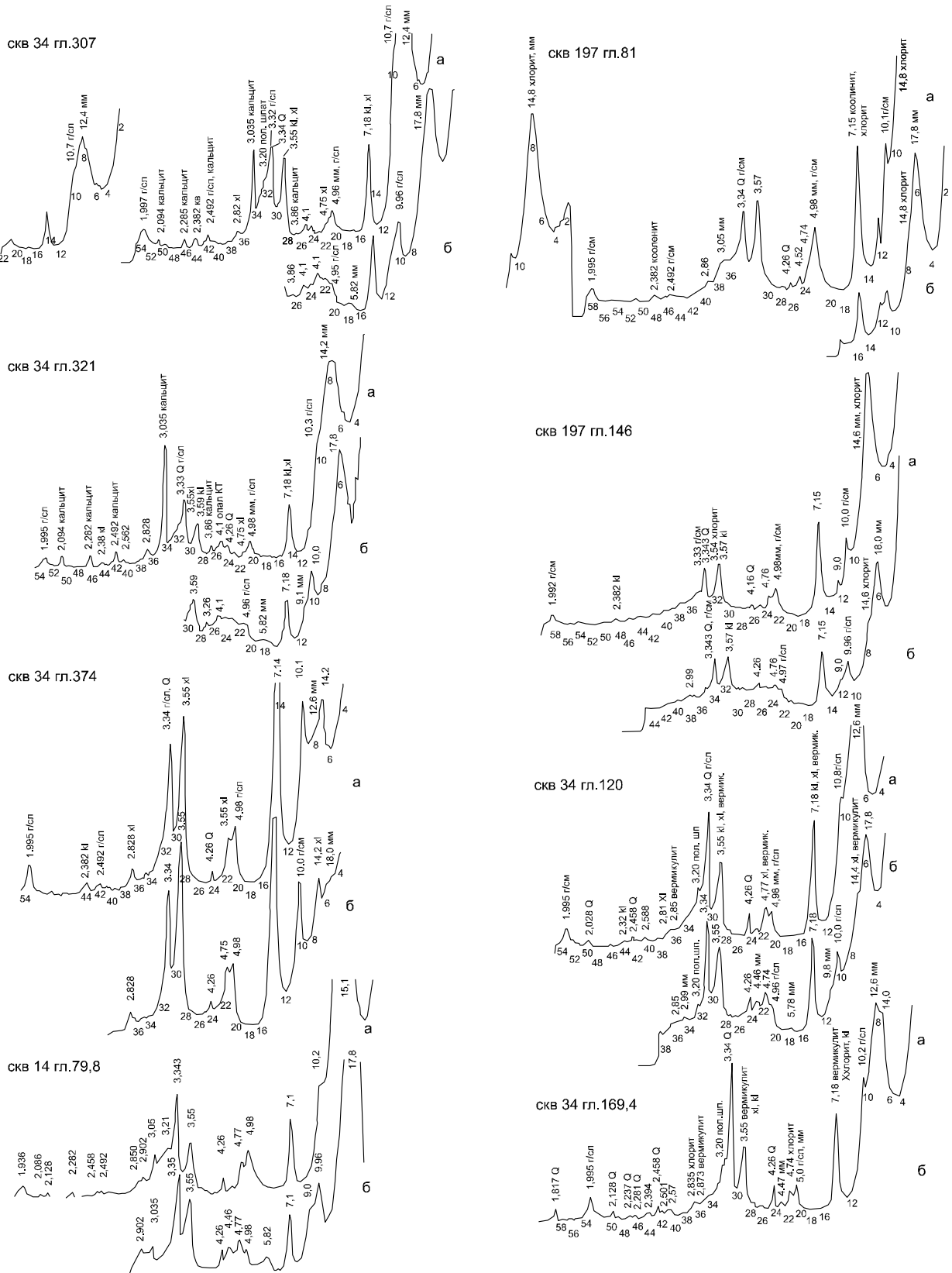


Рис. 3. Дифрактограммы глинистых пород: а –воздушно-сухие образцы, б – насыщенные глицерином (продолжение рис. 3 см. на следующей странице)

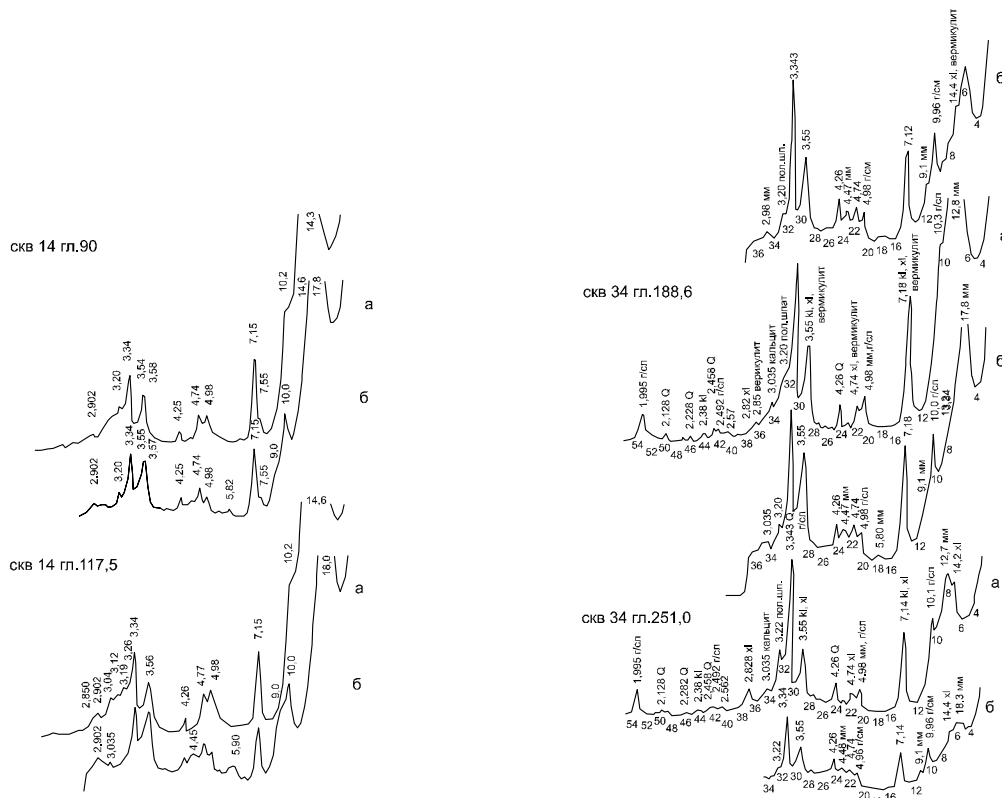


Рис. 3 (продолжение). Дифрактограммы глинистых пород: а –воздушно-сухие образцы, б – насыщенные глициерином

случаев фиксируются тонкие прослои (толщиной до нескольких см) углефицированного растительного детрита.

В глинах часто наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обычно выраженная чередованием слойков серой, темно-серой или буровато-желтой окраски, а также присыпками тонкозернистого кварцевого песка и мелкого раковинного детрита по плоскостям напластования. Терригенный материал почти всегда характеризуется низкой степенью окатанности. Также распространена массивная текстура, нередко фиксируются различные варианты подводно-оползневых текстур. Глины участками интенсивно перемяты, зоны смятия обычно имеют небольшие размеры в несколько сантиметров толщиной и содержат рулетоподобные внедрения более грубого песчаного материала (рис. 5). Возникновение указанных текстур, вероятно, обусловлено двумя основными причинами –широким развитием конседиментационных поднятий на дне ингрессионных заливов и скоростями осадконакопления, порой близкими к показателям лавинной седиментации [6].

Берега узких ингрессионных заливов в раннем и среднем ачкагыле были относительно высокими и расчлененными. Сильные волновые движения ачкагыльских вод, вероятно, провоцировали оползневые явления в береговой зоне. Это подтверждается наличием в глинах экзотических глыб более древних пород. Так В.А. Ефремовым при проведении геолого-съёмочных работ описаны гравитационные образования в теле ачкагыльских глин на

южном борту палеодолины р. Илек (Оренбургское Предуралье). Они представлены крупными глыбами писчего мела и мергелями кампанского и маастрихтского ярусов. Крупные экзотические глыбы осложняют строение ачкагыльских глин также в палеодолине р. Терешки. По данным С.М. Демченко и Т.Б. Орловой (геолого-съёмочные работы масштаба 1:200 000), глыбы сложены силицитами палеогена и мело-мергельными породами верхнего мела. Их мощность достигает 8–10 метров, а протяженность – до 150-180 метров. Глины, вмещающие экзотические глыбы, насыщены грубообломочным материалом, который рассеян в породе или образует линзовидные прослои из дресвы и щебня опоки, мела, мергеля.

Глины рассматриваемого уровня охарактеризованы комплексом солоноватоводных остракод и фораминифер. Среди остракод определены (Г.А. Коростелева) *Loxosconcha varia* Suz., *L. variaformis* Ros., *Prolimnocythere tenuireticulata* (Suz.). Наиболее распространенными фораминиферами являются *Elphidium incertum* Will., *Buccella* aff. *Depressa* Ander., *Cassidulina oblonga* Reuss., *Nonion aktschagylicus* Chutz., *Cibicides lobatulus* (W. et. J.). В отдельных участках (левые притоки р. Самары) остракоды и фораминиферы имеют крупные размеры. В бассейнах рек Бузулук, Илек, Сакмара и в среднем течении Урала в глинах фиксируется совместное нахождение солоноватоводных эвригалинных и пресноводных микрофаунистических комплексов. Пресноводные формы представлены видами *Prolimnocythere scharapovae* (Schw.), *Zonocypris membranae*

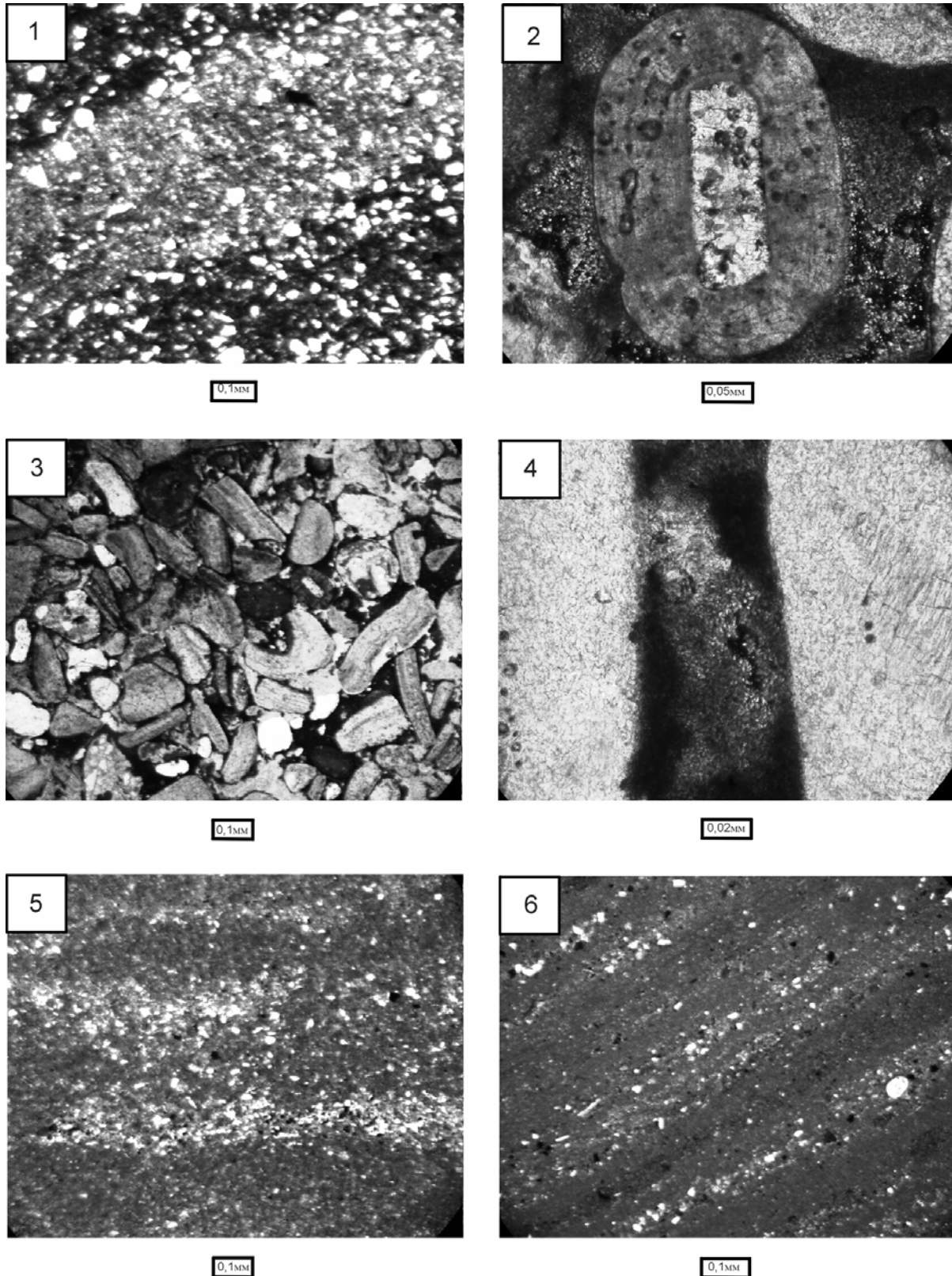


Рис. 4. Фотографии шлифов глинистых пород: 1 – алевро-пелитовая структура в глинах ингрессионного происхождения, николи х; 2 – оолит с кальцитовым центром и оторочкой со сгустковой структурой; пелитовые частицы входят в состав цемента, николи х; 3 – известняк органогенно-детритовый с редкими зернами кварца, цемент глинистый, фацция переходная от прибрежно-оолитовой к мелководной, николи х; 4 – зерна кальцита сцементированы карбонатно-глинистым цементом, прибрежно-мелководные фацции, николи х; 5 – глина с линзовидными прослоями алевритового материала, мелководные фацции, николи х; 6 – микрослоистая текстура образованная в результате чередования пелитовых и алевритовых слоев, мелководные фацции, николи х

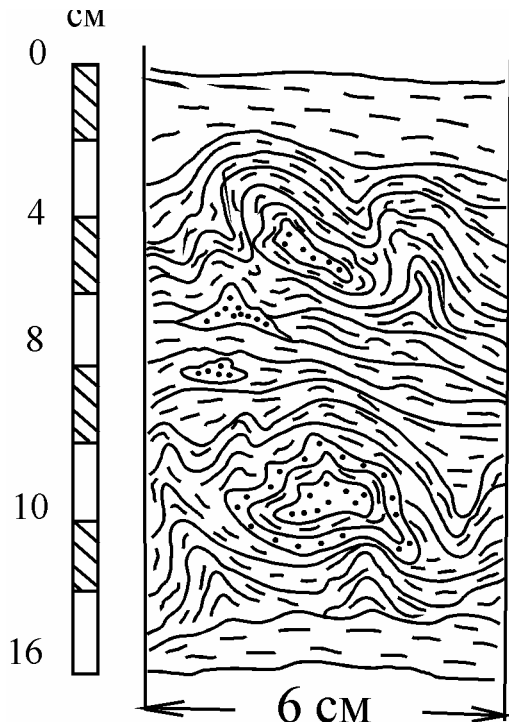


Рис. 5. Зарисовка микроползневых текстур (кern из скв. 197, гл. 251 м)

(Liv.), *Iliocypris bradyi* Sars., *Il. gibba* (Ramdh.). Из эвригалинных резко преобладает *Cyprideis torosa* (Jones).

Пелитовая составляющая глин ингрессионного происхождения характеризуется изменчивым минеральным составом. Глинистые минералы имеют аллотигенную природу, а их качественный состав и количественные соотношения зависят от состава пород в источниках сноса, окружавших водоемы эстуариевого типа. Кроме того, соотношения в содержании глинистых минералов могут существенно меняться в пределах одного ингрессионного разреза, то есть в условиях неизменного источника сноса. Предполагается, что в подобных случаях закономерности изменения количественного соотношения минерального комплекса зависят от климатических особенностей, претерпевавших значительные колебания в акчагыльском веке, и определяют интенсивностью выветривания на смежных водосборных площадях. Например, в одном из разрезов Самарского Заволжья (район г. Бузулук) установлена следующая закономерность в распределении глинистых минералов по разрезу. Пелитовая составляющая глинистых пород (изучалась фракция менее 0,005 мм с помощью рентгеноструктурного анализа) сложена стабильным минеральным комплексом, состоящим из монтмориллонита, каолинита, гидрослюда и хлорита.

Формирование ассоциаций глинистых минералов и их количественных соотношений также определяется и гидрохимическими показателями водной массы в бассейне седиментации [7-9].

В течение акчагыльского века на Юго-Востоке Русской плиты, по данным В.А. Зубакова

[10], Н.Я. Жидовинова [4], Н.В. Кирсанова [3], А.В. Сиднева [11] и др., в Понто-Каспийском бассейне, было несколько трансгрессивно-регрессивных циклов. Они сопровождались изменением солености, окислительно-восстановительных и кислотно-щелочных условий, что не могло не сказаться на качественном составе и количественном соотношении породообразующих минералов глин. Возможно, следствием таких изменений и являются количественные колебания каолинита и монтмориллонита в рассмотренном разрезе.

Показательным является пример с качественными и количественными изменениями глинистых минералов в составе ингрессионных глин Оренбургского Предуралья. В долине р. Илека и его притоков акчагыльские отложения залегают на разновозрастных осадочных породах, от верхнепермских до верхнемеловых включительно. Глинистые породы, слагающие их, имеют разнообразный минеральный состав, особенности которого в той или иной степени нашли отражение и в составе акчагыльских глин.

В глинах обычно фиксируется четырехкомпонентная ассоциация с преобладанием того или иного минерала. Чаще всего это бывает монтмориллонит и хлорит, реже – гидрослюда, в исключительных случаях каолинит (см. рис. 3, скв.34). Доминирование монтмориллонита отмечается в разрезах, расположенных в зонах развития валанжинских глин, которые имеют гидрослюда – хлорит – каолинит – монтмориллонит минеральную ассоциацию. Характерно, что монтмориллонит обычно относится к кальциевому типу, но иногда встречаются натриевые разновидности. Это происходит тогда, когда в непосредственной близости имеются пласты сеноманских глин, в которых монтмориллонит имеет базальное отражение $d\ 001$ равное 12,56 А, то есть в обменном комплексе содержит натрий. По мере удаления от водосборных площадей, сложенных породами сеномана, появляются кальциевые разновидности минерала, более устойчивые в пресноводных и слабо засоленных водоемах типа эстуариев.

На левобережье р. Илека в составе глин иногда преобладают гидрослюда и каолинит. Очевидно, такой комплекс унаследован от древних отложений, в частности от глин альбского яруса, которые в описываемом районе характеризуются монтмориллонит – гидрослюда – каолинитовой ассоциацией.

На правобережье р. Илека иногда в составе акчагыльских глин отмечается зональное распределение минеральных комплексов. В нижних горизонтах доминирует гидрослюда – хлорит – каолинитовая ассоциация, которая вверх по разрезу сменяется каолинит – хлорит – монтмориллонитовой. Вероятно, данный факт может быть объяснен двумя причинами: во-первых, связан с изменением состава горных пород, подвергавшихся размыву в течение акчагыльского века; во-вторых – с усилением солевого режима в процессе акчагыльской седиментации. Известно [5, 12], что монтмориллонит имеет значительно меньшие размеры кристаллов по сравнению

с каолинитом, и его осаждение путем образования агрегатов предпочтительнее осуществляется в более засоленных водах, нежели пресных.

Таким образом, второй тип фациальных обстановок накопления глин характеризуется усложнением механизма формирования пелитовых осадков, поскольку одновременно с механическим осаждением осуществлялись процессы коагуляции. Кроме того, проявлялись первые следы аутигенных преобразований, связанные с переходом натриевой разновидности монтмориллонита в кальциевую.

Третий тип фациальных обстановок накопления глин отвечает гипсометрической ступени суша – море и отражает прибрежно-мелководные и мелководные условия в акчагыльском эпиконтинентальном морском бассейне. В разрезах прибрежно-мелководного генезиса глины пользуются широким распространением, переслаиваются или переходят по латерали в песчано-алевритовые и более грубые терригенные породы, изредка в глинах содержатся пласты известняков-ракушняков мощностью до трех метров. В стратиграфическом отношении они участвуют в строении всех пяти свит акчагыла, но наиболее широко распространены в составе урдинских разрезов.

Глинистые породы третьего типа имеют более широкое площадное распространение по сравнению с ингрессионными и аллювиально-озерными разностями. Их разрезы вскрыты многочисленными скважинами в Волго-Уральском междуречье, в пределах Саратовской и Волгоградской областей. Естественные выходы известны на территории Саратовского Правобережья и в окрестностях озер Челкар и Индер.

В отличие от глинистых пород двух выше описанных уровней, они более однородны по своему составу и строению, светло- и темно-серые, иногда почти черные, реже – с голубоватым или зеленоватым оттенком. Обычно массивные или горизонтально слоистые за счет присыпок алевритовых и песчаных зерен по плоскостям наложения. Также широко распространена слабо наклонная косяя слоистость, обусловленная неравномерным распределением пелитового и алевропсаммитового материала. Часто глины в различной степени известковистые, содержат органический детрит различной степени дезинтеграции, который либо рассеян в породе, либо сгруппирован в прослойки мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Также обычна примесь пелитоморфного кальцита. В целом, характер соотношения пелитовых и карбонатных частиц в мелководных осадках контролируется фациальным профилем и может быть приведен к трем разновидностям. В самой мелководной зоне с интенсивными процессами оолитизации пелитовые частицы лишь образуют тончайшие корочки пятнистого характера на поверхности оолитов (рис.4.2). Несколько глубже, где происходит формирование органогенно-детритовых известняков, хорошо окатанные обломки органических остатков часто сце-

ментированы глинистым веществом (рис.4.3). Цемент обычно относится к контактовому (рис.4.4), реже – базальному типам. Предполагается, что детритовые частицы, окатанные в зоне интенсивной гидродинамики, сбрасывались в более глубокие участки и погружались в пелитовый осадок. На значительном удалении от берега формировались пелитовые осадки, содержащие гнездообразные включения алевритового и карбонатного состава (рис.4.5).

В шлифах порода характеризуется агрегатной и тонкочешуйчатой поляризацией пелитовых частиц и неравномерным распределением алевритового материала, который часто образует пятнистые и слоистые скопления (рис.4.6). Гидрослюда (Палласовская площадь в Саратовском Заволжье, скв. № 39) четко выделяется на фоне тонкоагрегатной массы в виде более крупных чешуек длиной до 0,5 мм. Чешуйки имеют ясный плеохроизм от светло-серовато-зеленого до темно-буро-зеленого цвета и яркую поляризацию в оранжево-желтых тонах. Они характеризуются волокнистым строением, часто переполняют породу и имеют четкую ориентировку, располагаясь, главным образом, по плоскостям напластования. Монтмориллонит не поддается оптическому изучению из-за очень мелких размеров пелитовых частиц.

На электронно-микроскопических снимках частицы гидрослюды обычно имеют изометрично – пластинчатую форму с четкими относительно сглаженными или округлыми очертаниями [1]. Пластинки различны по толщине, которая обычно возрастает от центра частиц к их периферии. Иногда встречаются разности с ребристой поверхностью. Монтмориллонит диагностируется благодаря наличию хлопьевидных ступков с нечеткими расплывчатыми очертаниями.

Микрофаунистические сообщества в глинах рассматриваемого уровня более разнообразны в видовом отношении по сравнению с ингрессионными аналогами. Отмечается усиление морских эвригаллиных элементов, которые доминируют совместно с солоноватоводными представителями, локально распространены пресноводные остракоды. Заметно возрастает роль фораминифер. Характерно, что увеличение качественного разнообразия микрофаунистических комплексов обычно сопровождается возрастанием числа экземпляров. Из морских эвригаллиных остракод широко распространены *Leptocythere gubkini* (Liv.), *Loxococoncha varia* Suz., *L. laevatula* Liv., *Prolimnocythere alveolata* (Suz.), *Pr. tenuireticulata* (Suz.), *Pr. tschaplyginae* (Suz.). Среди фораминифер преобладают представители родов *Elphidium*, *Nonion*, *Cassidulina*, *Cibicides* и *Ammonia* [13]. Ареал распространения пресноводных обитателей значительно ограничен и его представители встречаются обычно в глинах прибрежных фаций. Наиболее распространены *Syrpia pseudoagma* Pop., *Pyocypris bradyi* Sars. и др. [4].

Минеральный состав глинистых пород посточно характеризуется полиминеральной ассоциаци-

ей (см. рис.3, скв. 197, 34). В отличие от ранее описанных уровней в глинах всегда преобладают гидрослюда и монтмориллонит, соотношение между которыми может меняться как по площади, так и в пределах одного разреза. Каолинит и хлорит обычно играют второстепенную роль, а их содержание не превышает 20 %. Характерно, что эпизодически каолинит может исчезать из разрезов. В единичных случаях отмечено наличие цеолита (скв.197, глубины 81 и 146м, рефлекс 9,1А). Из других неглинистых минералов наиболее распространены кварц, полевой шпат, кальцит, арагонит, иногда кристобалит (Палласовский участок). Монтмориллонит определялся по изменениям базальных рефлексов при съемке воздушно-сухого препарата и после насыщения его глицерином. В первом случае значения рефлексов составляют 12,4 – 12,6 А, а во втором – сдвигаются до 17,8 А, что является характерным для натриевой разновидности. В основании разреза, на фоне сокращения содержания монтмориллонита, происходят качественные изменения в составе поглощенного комплекса минерала. Его базальный рефлекс 001 возрастает до 13,2А, что соответствует натриево-кальциевой разновидности. Хлорит выделяется по весьма выраженному рефлексу 14.1 – 14.3А, не меняющему своего положения при насыщении глицерином (см. рис. 3, глуб. 251, 270,8м). Остальные отражения совпадают с таковыми каолинита и монтмориллонита. Еще одним диагностическим признаком наличия хлорита служит уменьшение значения рефлекса с $d = 3,57\text{А}$ у каолинита, до 3,54 – 3,55А или раздвоение его. При прокаливании проб при $t = 600$ исчезают не только рефлексы каолинита, но и большинство отражений хлорита. Остается только рефлекс $d\ 001$ хлорита, который уменьшает свое значение до 13,6 А. Все это, по мнению Д.Д. Котельникова и А.И. Конюхова [5], характеризует существенно алюминиевую диоктаэдрическую природу анализируемых хлоритов.

Наличие в глинах акчагыла скважины № 34 натриевого монтмориллонита может указывать на его гидротермальное происхождение, то есть минерал является аллотигенным и переотложенным из пермских красноцветов. Если бы его образование было связано с раскристаллизацией пирокластике, как это нередко случается с монтмориллонитами из глин палеогеновых и неогеновых разрезов Русской платформы [14], то он был бы распространен и в породах других акчагыльских разрезов рассматриваемого региона. Между тем, в них распространена только кальциевая разновидность минерала (рефлексы 14,2 – 15,1 А). Однако, связь монтмориллонита с вулканогенным материалом не исключается, поскольку на территории Астраханской области в разрезах акчагыла Е.Ф. Ахлестиной [1] описано наличие вулканического стекла в составе тяжелой фракции. Оно зафиксировано в виде изотропных зерен палочко-и каплеобразных форм, буровато-зеленого цвета, с включениями пузырьков газов. Также нами описаны зерна кварца в глубоководных глинах (скв. 11) своеобразной клиновидной формы,

которые, возможно, имеют пирокластическое происхождение. В некоторых образцах было зафиксировано присутствие вермикулита, совершенно не характерного для акчагыльских глинистых минеральных ассоциаций. В дальнейшем было установлено, что этот минерал часто встречается в составе глин малокинельской свиты (верхняя пермь), которые слагают значительные части водораздельных пространств рек Большой и Малый Кинель. Исходя из этого можно утверждать, что вермикулит имеет аллотигенное происхождение. Качественные характеристики других минералов в изученном разрезе не меняются, но существенным изменениям подвержены их содержания. Так количество каолинита колеблется в пределах от 0 до 30 %. Характерно, что выявляется тесная корреляция между каолинитом и монтмориллонитом, поскольку всякий раз с возрастанием количества одного из них происходит снижение другого. При этом количество монтмориллонита меняется от следов до 65 %. Хлорит зафиксирован во всех образцах в количестве от 5 до 45 %. Более стабильно ведет себя гидрослюда, поскольку ее содержание колеблется в пределах 5 – 20 %. Эпизодически встречается вермикулит (от 5 до 20 %), из неглинистых минералов отмечены кварц, кальцит и полевые шпаты. Появление вермикулита, вероятно, знаменует периоды максимального приближения источников сноса, так как этот минерал может сохраняться в осадке только при условии переноса продуктов выветривания на короткое расстояние после очень быстрой денудации в областях сноса [5].

Причины, обусловившие колебания количества глинистых минералов в глинах разрезов, подобных вскрытому в скважине 34, при относительно стабильном положении источников сноса, связаны с воздействием климата и особенностями гидрохимического режима водной массы бассейна. Неоднократные изменения климата в акчагыльское время, отмеченные многими исследователями [10, 15, 16], проявлялись в различной интенсивности и глубине химического выветривания в областях сноса. В периоды потепления в конечные водоемы стока поступало больше каолинита. Эпохи похолоданий, замедлявшие химическое выветривание, знаменовались более обильным привносом монтмориллонита. В образцах с минимальным содержанием каолинита количество полевых шпатов достигает 10 %, а в пробах, где его количество возрастает, полевые шпаты исчезают. В этом случае весь комплекс глинистых минералов является аллотигенным.

Количественные соотношения между минералами более стабильны в разрезах мелководных фаций, но чаще подвержены изменениям в прибрежно-морских образованиях. По-видимому это связано с более высокой гидродинамической активностью среды осадконакопления в прибрежной зоне, что существенно ограничивает возможности механической дифференциации осаждающихся пелитовых частиц [9].

Так на Кошелевском участке (Саратовское Правобережье) в основании разреза существенно

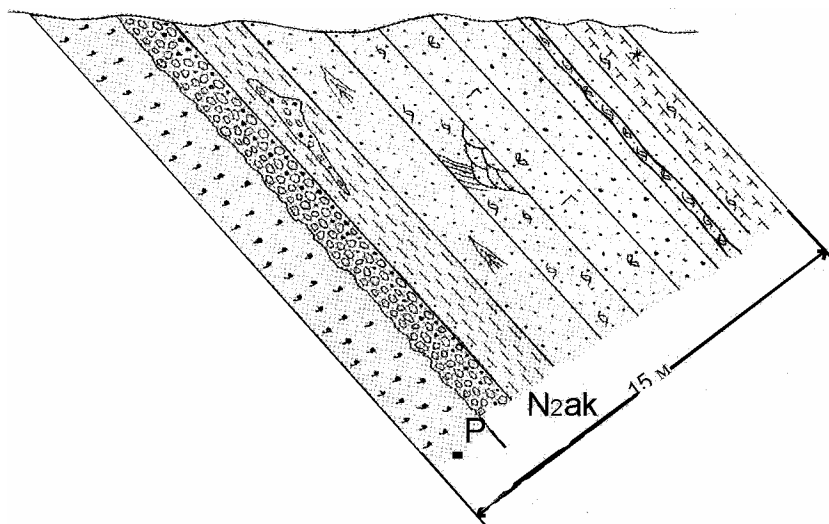


Рис. 6. Разрез глинистых пород акчагыльского региона горы Сантас (Западный Казахстан). Условные обозначения см. на рис.2

преобладает монтмориллонит магниевой разновидности с примесью деградированной гидрослюды. В верхней части пелитовая составляющая сложена свежей гидрослюдой и монтмориллонитом, с существенной примесью хлорита. Смена в количественном и качественном изменении глинистых минералов сопряжена с тенденциями развития конечного водоема стока, что четко проявляется в составе микрофаунистического комплекса. Вслед за обмелением и опреснением (*Syrpideis torosa*, *S. pliocenica* и многочисленные пресноводные *Syrpia pseudoarima*) происходит расширение бассейна (*Ammonia bessarii*, *Elphidium incertum*, *Cibicides lobatulus*, *Leptocythere gubkini*, *Loxosoncha varia*, а также многочисленные морские эвригалинные кардииды и мактриды). Вероятно, с началом трансгрессии произошло расширение области сноса и выветриванию стали подвергаться более разнообразные в литологическом отношении породы по сравнению с породами в начале акчагыльского века.

В других разрезах прибрежных фаций (с. Березняки на Саратовском Правобережье) смена регрессивно – трансгрессивных циклов проявляется не столь резко, а фиксируется только в количественных изменениях монтмориллонита. Его максимальные значения (до 50 % в составе пелитовой фракции) приурочены к основанию трансгрессивной серии и постепенно снижаются (до 30 %) в направлении кровли. Как и в первом случае, более чувствительными индикаторами направленности развития бассейна остаются микрофаунистические ассоциации.

В разрезе г. Сантас (Западный Казахстан) описаны глинистые породы (рис.6) как прибрежно-го, так и мелководного генезиса. Для первых характерна темно-серая окраска за счет высокого содержания углефицированного растительного детрита и наличие линзовидных прослоев (0,8 x 0,4 м) хорошо окатанного грубообломочного материала (гравий, галечник и валуны размером до 10 – 11 см). Мелководные разности, слагающие кровельную часть разреза (см. рис. 6), имеют зеленовато-серую окраску,

в различной степени известковистые, содержат многочисленные обломки и целые раковины двустворчатых моллюсков: *Aktschagyilia subcaspia* (Andrus.), *Cerastoderma dombra* (Andrus.), *Dreissena polymorpha* (Pall.), *D. rostiformis* (Desh.) (все определения Л.А. Невесской). Минеральный состав обеих разновидностей глин относительно стабилен, характеризуется полиминеральной ассоциацией, в которой доля хлорита и каолинита не превышает 10 %. Содержание гидрослюд и монтмориллонита колеб-

лется от 20 до 65 %. Характерно незначительное но устойчивое возрастание количества монтмориллонита от прибрежных глин к мелководным, в которых оно достигает 45 %. Описываемый район характеризуется интенсивным проявлением соляной тектоники, которая обуславливала поступление в акчагыльский бассейн продуктов разрушения горных пород широкого возрастного диапазона (от юрских до палеогеновых) и различного вещественного состава. Поэтому, относительно стабильный минеральный комплекс глин прибрежного и мелководного генезиса и тенденции его колебаний, по всей видимости, можно объяснить только спецификой коагуляции пелитовых частиц в морской воде и последующим их осаждением в связи с механической дифференциацией [17, 18]. Поскольку по мере перехода от прибрежных к мелководным условиям несомненно происходило увеличение солёности морских вод, в большей степени начинал накапливаться монтмориллонит, скорость осаждения частиц которого нарастает наиболее стремительно из всех глинистых минералов при возрастании солевого режима. На фоне стремительных темпов седиментации, а об этом свидетельствуют большие мощности акчагыльских отложений, нередко способны развиваться процессы автоконсервации [8], защищающие глинистые минералы от радикальных диагенетических изменений.

Примером совместного нахождения глинистых пород ингрессионного и мелководно – морского происхождения может служить разрез, изученный в Саратовском Заволжье. Там бурением (скв. 197) вскрыта мощная толща (около 340 м) акчагыла, в которой доля глинистых пород составляет порядка 80 %. Нижняя часть разреза, приуроченная к узкой каньонообразной долине Палео-Волги, является типично ингрессионным образованием. Верхняя пачка, мощностью свыше 140 метров, формировалась в мелководных условиях акчагыльского бассейна. Глинистые породы обоих фациальных типов мак-

роскопически очень похожи, но различаются особенностями минерального состава и характером микрофаунистических комплексов.

Верхняя часть разреза, относящаяся к урдинской свите среднего акчагыла, по данным Т.А. Коростелевой содержит относительно богатый комплекс морских эвригалинных, а также солоноватоводных остракод и фораминифер. Их содержание колеблется в различных прослоях, но обычно увеличение качественного разнообразия сопровождается возрастанием числа экземпляров. Из фораминифер особенно многочисленны представители *Cassidulina crassa* Orb., *Elphidium incertum* (Will.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), в редких случаях отмечены *Discorbis* sp.. Из остракод доминируют морские *Leptocythere gubkini* (Liv.), *Loxosoncha varia* Suz. и солоноватоводные *Prolimnocythere tenuireticulata* (Suz.), *Pr. luculenta* (Liv.) *Pr. alveolata* (Suz.). Характерно присутствие остатков морских известковых водорослей *Ovulites renata* Liv.

Глинистые породы ингрессионного происхождения значительно обеднены микрофоссилиями, среди которых преобладают пресноводные *Surgina pseudoarima* Porova, в единичных прослоях отмечены солоноватоводные *Prolimnocythere misera* Mand.

Минеральный состав глин мелководно-морского генезиса характеризуется устойчивой ассоциацией, в которой превалирует монтмориллонит с содержанием около 60 – 70 %. Его количество снижается только в сильно запесоченных прослоях, за счет возрастания доли кварца. Весь монтмориллонит относится к Са-разновидности, поскольку его первый базальный рефлекс у воздушно-сухого препарата составляет 14,0 – 15,0 А, а при насыщении глицерином возрастает до 17,8 – 18,0А (см. рис. 3, глуб. 120; 169,4; 188,6м). Хлорит и гидрослюда во всех образцах мелководно-морских глин присутствуют почти в одинаковых количествах, а доля каждого из них составляет 5 – 10 %. Хлорит определяется по рефлексам 14.3 – 14.6; 7.15; 4.72 – 4.76; 3.56А°, не меняющих своих значений при насыщении препаратов глицерином. Анализ дифрактограмм образцов, прокаленных при $t = 500$ и 600° , показал, что хлорит термически неустойчив и принадлежит к обогащенному алюминием диоктаэдрическому или ди-триоктаэдрическому типу [5]. Гидрослюда относится к диоктаэдрическому типу (всегда четко выражено отражение со значением 4.98А), принадлежит, главным образом, к К-слюдам. Каолинит отмечен во всех образцах в количестве от 10 до 20 %, идентифицируется по отражениям 7.15; 3.56; 2.38А.

В нижней части изученного разреза практически сохраняется качественный состав глинистых минералов (периодически отсутствует хлорит), но совершенно иначе выглядят их количественные соотношения. Постоянно доминирует гидрослюда, содержание которой обычно составляет 60 – 65 %, количество монтмориллонита и каолинита колеблется от 5 до 30 % для каждого минерала.

Выявленные закономерности в изменениях микрофаунистических комплексов и минеральных ассоциаций отражают особенности формирования рассмотренных глинистых пачек и контролируются сочетанием двух фациальных факторов: близостью источников сноса и солевым режимом водной массы в конечных водоемах стока. Анализируемый разрез представляет собой типичную трансгрессивную серию, поскольку условия осадконакопления постепенно менялись от ингрессионного залива к мелководно-морским в пределах эпиконтинентального бассейна. Поэтому на первых стадиях седиментации, когда области мобилизации вещества располагались в непосредственной близости от конечного водоема стока (ширина ингрессионного залива вряд ли превышала 20 км), минеральный состав продуктов размыва в зоне гипергенеза очень мало отличался от состава формирующихся осадков. По мере нарастания трансгрессии и удаления от источников сноса, накопление пелитовых частиц стало определяться способностью глинистых минералов образовывать агрегаты и только после этого выпадать в осадок. Здесь преимущество оказалось на стороне монтмориллонита, а каолинит (обладающий по данным Д.Д. Котельникова наиболее крупными частицами) просто не достигал морских акваторий, удаленных уже на сотни километров от источников сноса, так как осаждался ближе к береговой зоне.

Изменения в качественной характеристике остракод и фораминифер, а также в степени их насыщенности, контролировались соленостью водной массы. Поэтому пресноводные и солоноватоводные виды, обитавшие в ингрессионном заливе, сменились эвригалинными обитателями морского мелководья.

Таким образом, третья гипсометрическая ступень накопления глин по-прежнему характеризуется аллотигенной природой глинистых минералов. В отличие от двух вышеописанных фациальных обстановок их распределение зависит не столько от состава продуктов выветривания в областях сноса, сколько от состава элементарных частиц глинистых минералов, их геохимической подвижности и устойчивости на путях миграции, способности к коагуляции, а также от степени солености водного бассейна [5,9].

Четвертый тип фациальных обстановок накопления глин отражает условия относительно глубоководных областей акчагыльского бассейна. Они имели сравнительно широкое площадное развитие на юге рассматриваемой территории – в Нижнем Поволжье, Северном Прикаспии и Калмыкии. Реже обладали локальным распространением, когда были приурочены к межкупольным мульдам в областях развития соляной тектоники.

Глины имеют серую, зеленовато- или темно-серую окраску; массивную, четкую горизонтальную или неясно выраженную слоистость. В отличие от глин ранее описанных ступеней, они значительно более дисперсны (рис. 7.1), почти всегда содержат

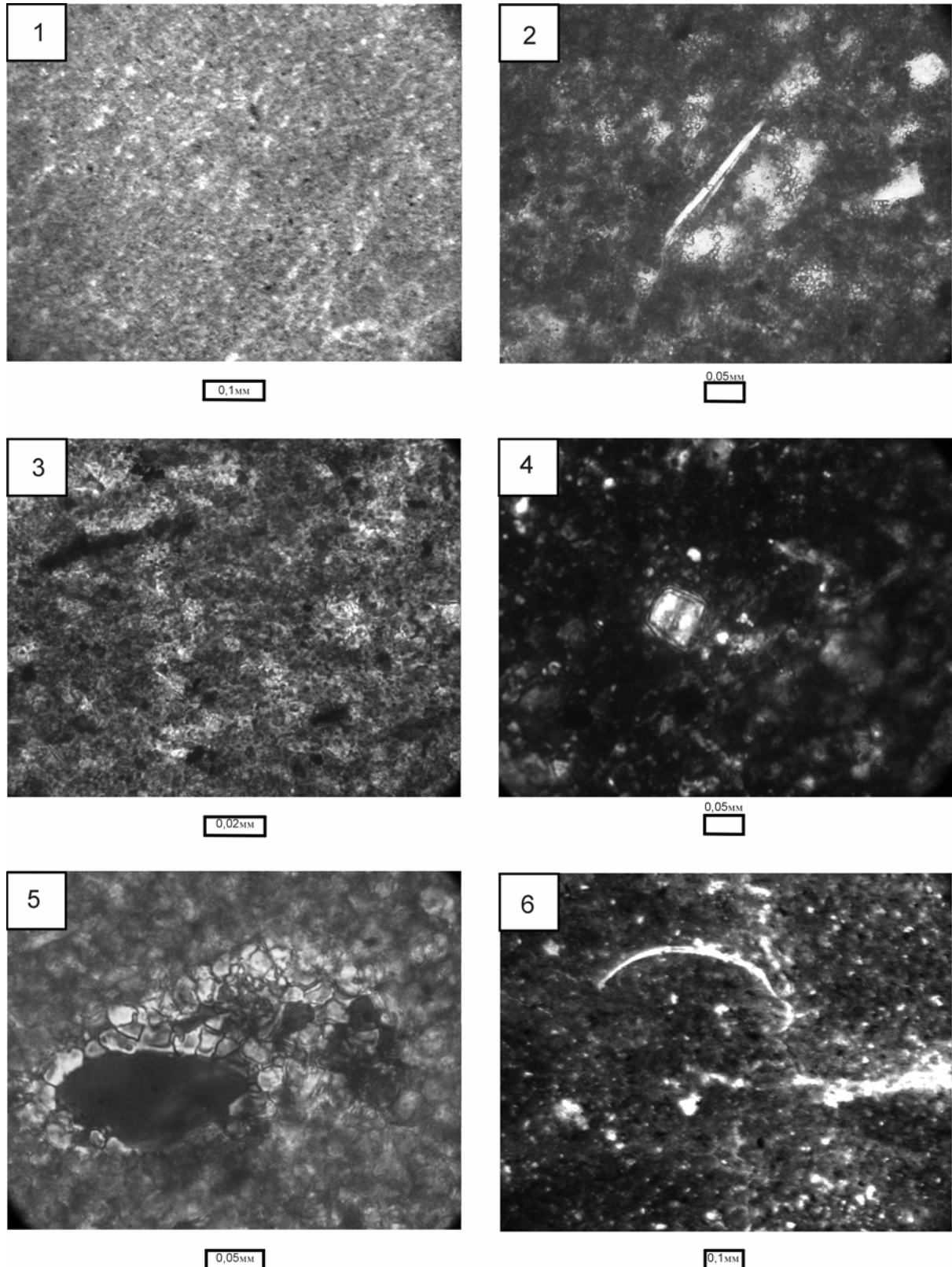


Рис. 7. Фотографии шлифов глинистых пород: 1 – суглисто-пелитовая структура глубоководных глин, николи //; 2 – зерно мусковита с расщепленным концом и слабо корродированное зерно кварца клиновидной формы в глубоководных глинах, николи х; 3 – многочисленные кокосферы в глубоководных глинах, николи х; 4 – кристалл кальцита в глубоководных глинах, николи х; 5 – крустификационный кальцит вокруг зерна кварца в глубоководных глинах, николи х; 6 – органический детрит в грубопелитовых глинах мелководных фаций, николи х

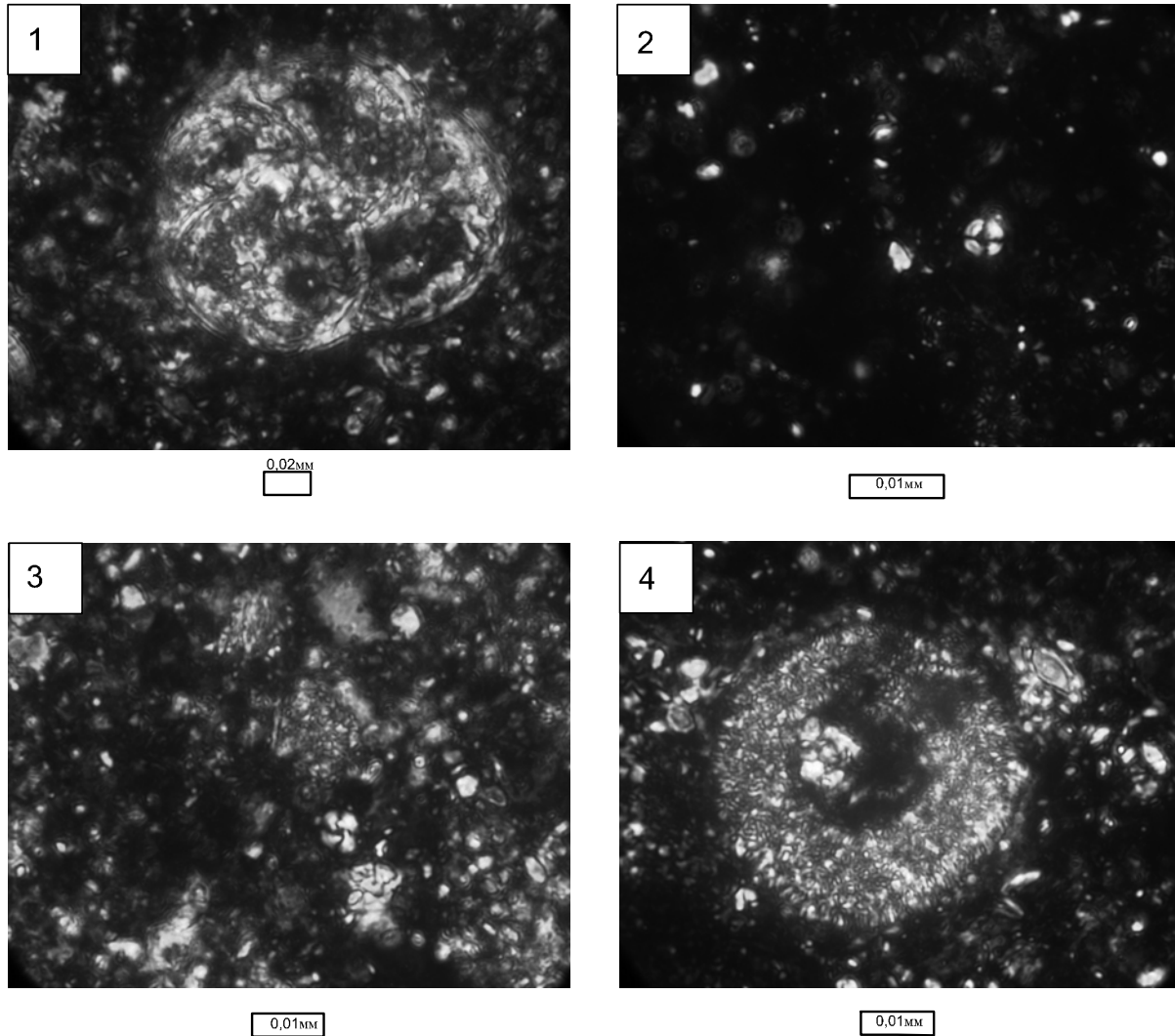


Рис. 8. Фотографии шлифов глинистых пород: 1 – раковина фораминиферы рода *Cassidulina* в глубоководных глинах, николи х; 2 – известковый нанопланктон в глубоководных глинах, николи х; 3 – известковый нанопланктон и сгустки переотложенных кокосфер в глубоководных глинах, николи х; 4 – крупная кокосфера в глубоководных глинах, николи х

примесь карбонатного материала. При его высоком содержании порода приобретает мергелеподобный облик. Нередко фиксируются включения мусковита, частицы которого имеют характерный лучистый габитус (рис. 7.2).

По данным Е.Ф. Ахлестиной [1], химический состав глин изменяется в значительных пределах в зависимости, главным образом, от величины соотношения пелитовой составляющей и карбонатного компонента. Постоянно присутствует ОВ, количество которого меняется от 0,13 до 1,9 %.

Существенная карбонатность является одной из наиболее устойчивых и характерных особенностей описываемых пород. Поскольку модель карбонатонакопления в акчагыльском бассейне описана ранее [19], здесь мы кратко обсудим механизм совместной седиментации карбонатного и пелитового материала. Судя по изученным шлифам, карбонатный компонент представлен почти исключительно кальцитом. Минерал чаще всего присутствует в пелитоморфной, реже - крипнокристаллической форме

или в виде кокосфер и одиночных кристаллов (рис.7.3-4), крустификаций (рис.7.5) и относительно равномерно распределен в пелитовой массе. Сравнительно широко он связан также с органикой, с скелетными фрагментами малакофауны, остракод, фораминифер (рис.7.6, 8.1) и известкового нанопланктона (рис.8.2-3). Кроме того иногда наблюдаются одиночные кальцисферы, сложенные крипнокристаллическим кальцитом (рис.8.4). Предполагается, что основная масса кальцита является первично-седиментационной, то есть соосажденной параллельно с пелитовыми частицами, а в генетическом отношении представляет собой известковый нанопланктон, переотложенный из пород верхнего мела и палеогена. Механизм совместного накопления карбонатного и глинистого материала неоднократно описан в литературе [20-22]. Суть его заключается в том, что глинистые минералы характеризуются целым рядом специфических свойств, влияющих на их седиментацию. В частности, частицы глинистых минералов обладают отрицательным электрическим

зарядом и адсорбционной способностью. Поэтому они способны поглощать из морской воды катионы различных металлов и кальция. Процесс сопровождается изменением заряда осаждающихся частиц, который может становиться отрицательным или нейтральным и увеличивает коагулирующую способность глинистых минералов. Возникающие при этом агрегаты пелитового материала способны осаждаться на дне обычным механическим путем. В ходе адсорбции, вероятно, могли поглощаться не только катионы, но и крипстокристаллический кальцит, а также карбонатные скелеты мельчайших планктонных организмов [23].

В отличие от ранее описанных типов фациальных обстановок глинонакопления, рассматриваемые образования содержат микрофаунистические палеоценозы с максимальным таксономическим разнообразием. В первую очередь это справедливо по отношению к морским эвригалинным и солоноватоводным представителям, касающиеся их видового и количественного содержания. У остракод возрастает не только количество встречающихся родов (10 против 8 по сравнению с мелководными разностями), но расширяется и видовой спектр. Наиболее распространенными видами являются *Loxosconcha varia*, *Leptocythere circumsulcata*, *Prolimnocythere alveolata*, *Candona abichi*, *Caspiocypris candida*, *Caspiollina uschakensis* и др.. Фораминиферы наиболее часто представлены видами *Discorbis orbicularis*, *D. pliocenicus*, *Elphidium stellatum*, *Bolivina aksaica*, *B. floridana*, *Cassidulina oblonga*, *Nonion aktschagylicus*, *Cibicides lobatulus* и др. [13]. Исходя из экологической сущности приведенного комплекса, можно предположить, что формирование вмещающих пород происходило в условиях слабого гидродинамического режима относительно глубоководных участков морского бассейна. Благодаря хорошей аэрации водная масса характеризовалась, преимущественно, окислительными условиями. Предполагается, что постоянное присутствие органики, стремительные темпы седиментации [19] и малоактивный гидродинамический режим могли в локальных участках обеспечивать слабо восстановительные условия среды осадкообразования. Анализ распределения аутигенных минералов, изученных Е.Ф. Ахлестиной [1], показывает, что среди них наиболее распространены пирит и сидерит при постоянном присутствии лимонита и мельниковита. Характерно, что разрезам (например в окрестностях озера Эльтон) присуща периодичность в смене максимальных концентраций этих минералов минимальными, то есть условия среды седиментации постоянно изменялись от окислительно-восстановительных до более восстановительных.

Минеральный состав рассматриваемых глин в отличие от других фациальных типов характеризуется более простой ассоциацией, состоящей из гидрослюда и монтмориллонита, или хлорита и монтмориллонита. В большинстве случаев преобладает монтмориллонит, каолинит может присутствовать в

виде примеси. Характерно, что в некоторых случаях гидрослюда и хлорит образуют смешанно - слойные образования, определяемые по рефлексу 12, 63 А у образцов глин, прокаленных при $t = 600^{\circ}$ (Астраханская площадь, скв. 123). Их появление, вероятно, связано с процессами хлоритизации биотита и мусковита, которые зафиксированы при изучении иммерсионных препаратов алевроитовых прослоев [1]. Хлоритизация происходит в отдельных фрагментах слюдистых частиц и проявляется в виде тонких бледно-зеленых прослоек на расщепленных концах зерен биотита или мусковита. Листочки хлорита могут быть в различной степени гидратированными, в результате чего они приобретают неравномерную пятнистую окраску за счет чередования зеленоватобурых и бледно-зеленых тонов, которая поляризуется в низких сероватых цветах. Гидратация может сопровождаться выносом железа из кристаллической решетки минерала, что подтверждается формированием мельчайших вкрапленников сульфидов (пирита и мельниковита), которые интенсивно пронизывают хлоритовые листочки.

По данным Е.Ф. Ахлестиной [1] и Б.Н. Смагина и др. (1977, результаты геолого-съёмочных работ), хлорит относительно глубоководных глин принадлежит к Mg- и Fe-Mg- типам хлоритов. Примечательно, что в пелитово-алевроитовых разностях горных пород этот минерал может содержаться и в цементирующей массе, где он в виде тонких зеленоватых чешуек облекает терригенные зерна. Этот факт служит косвенным доказательством аутигенной природы хлорита в составе глинистых минералов.

Термографические исследования глинистых пород четвертой фациальной ступени показали, что на Арал-Сорской площади (Северный Прикаспий) в разрезе доминирует гидрослюда-хлоритовая ассоциация с примесью монтмориллонита и каолинита [4]. Анализируя дифференциальные кривые глинистых образцов, авторы делают вывод о магнезиально - железистой и железистой природе хлоритов. При этом отмечается, что значительно чаще фиксируется магнезиально - железистая разность, а железистый хлорит встречается спорадически и тяготеет к нижней части разреза. Также подчеркивается значительно меньшее распространение хлоритов в разрезах акчагыльских глин мелководно - морского генезиса.

На электронномикроскопических снимках [1] диагностируются монтмориллонит и гидрослюда. Первый из этих минералов устанавливается по наличию чешуек хлопьевидного облика, которые иногда образуют тонкоагрегатные скопления по краям крупных пластинок гидрослюда. В некоторых случаях (площадь Холхута в Северном Прикаспии, скв. 11) контуры хлопьевидных агрегатов осложнены лучеобразными и щепковидными выступами.

Предполагается, что минеральный комплекс глинистых пород четвертого уровня имеет аутигенно - аллотигенную природу. Гидрослюда и монтмо-

риллонит, вероятно, имеют обычно аллотигенное происхождение. Их накопление и отсутствие каолинита связано с различной способностью к агрегации пелитовых частиц в морском бассейне [5]. Возможно, очень небольшая часть монтмориллонита образовалась на стадии диагенеза. Косвенным доказательством этого служат лучеобразные разности частиц минерала, отмеченные на электронно – микроскопических снимках, находки вулканического стекла в разрезах Акобской площади, наличие зерен кварца клиновидной формы. Хлорит, предположительно, имеет аутигенное происхождение. Поскольку этот минерал весьма неустойчив при длительной транспортировке, трудно допустить его аллотигенную природу в центральной акватории акчагыльского бассейна. Новообразованию хлорита способствовали восстановительные условия, которые нередко возникали в пелитовых осадках на дне морского бассейна [9]. Аутигенное образование минерала также доказывается его количественным преобладанием по сравнению с глинами мелководного происхождения, в которых содержание хлорита не превышает 10 %. Косвенным доказательством трансформационных изменений в его кристаллической решетке является снижение у прокаленных образцов величины отражения d_{001} с 14 до 12.6А. По мнению [9], подобные изменения объясняются наличием островковых прослоек воды в структуре минерала и последующей ее потерей.

Заключение

В результате проведенных исследований установлено следующее.

- Во время акчагыльского этапа седиментации на Юго-востоке Русской плиты существовало четыре гипсометрических ступени формирования глинистых пород, приуроченных к различным фациальным обстановкам.
- Породы каждой ступени отличаются специфическим набором текстурных признаков и микрофаунистических комплексов.
- Минеральные ассоциации глинистых пород установленных уровней имеют, преимущественно, аллотигенную природу. Аутигенное минералообразование, вероятно, имело место только относительно глубоководных обстановках палеобассейна.
- Качественные и количественные изменения в составе глинистых минералов контролируются составом пород, слагающих водосборные площади, устойчивостью их на путях переноса, способностью к агрегации в водной среде и трансформационными изменениями в конечном водоеме стока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахлестина Е.Ф. Вещественный состав и условия осадконакопления верхнеплиоценовых отложений Прикаспийской впадины: Дисс. ... канд. геол. – мин. наук. – Саратов, 1970. – 188с.
2. Кирсанов Н.В. Плиоценовые глины в Татарской АССР // Тр. КФАН СССР. Сер. геол. наук. -1948. -Вып. 1. – 154 с.

3. Кирсанов Н.В. Акчагыл востока Европейской части СССР и его бентниконосность: Автореф. дис. ... докт. геол. – мин. наук. -М., 1972. – 27 с.
4. Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Романов А.А. и др. Опорные разрезы плиоценовых отложений Нижнего Поволжья (Кошелевский, Новоузенский и Эльтонский участки) // Антропоген Евразии. – М., 1984. -С. 34 – 53.
5. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. – М., 1986. – 247 с.
6. Байков А.А., Седлецкий В.И. О сверхвысоких скоростях терригенной седиментации на континентальном блоке в фанерозое // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. – М., 2001. – С. 93 – 108.
7. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. – М., 1972. – 174 с.
8. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестн. Воронеж. ун – та. Сер. геол., 2001. - № 12. - С. 45 – 51.
9. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. -М., 1980. – 183с.
10. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. – Л., 1990. – 221 с.
11. Сиднев А.В. История развития гидрографической сети плиоцена в Предуралье. – М., 1985. – 224 с.
12. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Виллойской впадины и Западного Верхоянья (о формировании минерального состава терригенных пород). – М., 1962. – 206 с.
13. Кармишина Г.И. Остракоды плиоцена юга Европейской части СССР. – Саратов, 1975. – 376 с.
14. Калущая С.А. Вулканогенное происхождение бентонитов палеогена и неогена Воронежской антеклизы // Новое в современной литологии. – М., 1981. -С. 88–91.
15. Коваленко Н. Д. Палинологическое обоснование стратиграфии плиоцена Нижнего Поволжья и Северного Прикаспия: Автореф. дис. ... канд. геол. – мин. наук. – Саратов, 1987. – 17 с.
16. Филипова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена – среднего плейстоцена юга Каспийской области. // Тр. ГИН. -Вып. 502. – М., 1997. – 164 с.
17. Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. -М., 1991. – 271 с.
18. Edzwald J.K., O Meila C. R. Clay distribution in recent estuarine sediment // Clays and Clay Minerals. –1975. -V. 23. -P. 39–44.
19. Староверов В.Н., Жидовинов Н.Я. Седиментационные модели карбонатонакопления в бассейнах неогена юго – востока Русской платформы / Памяти Галины Ивановны Кармишиной. // Тр. НИИГеО СГУ им. Н.Г. Чернышевского. Нов. Сер. -Т. X1. -Саратов, 2002. -С. 36 – 45.
20. Зхус И.Д., Саркисян С.Г., Макарова Л.Н., Власова Л.В. Глинистые минералы терригенных отложений. -М., 1977. – 114 с.
21. Милло Ж. Геология глин. – Л., 1968. - 310с.
22. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М., 1963. – 535 с.
23. Мусатов В.А. Слои с *Braarudophaera bigelowii* в верхнем акчагыле Калмыкии // Основы современной микропалеонтологии. Систематический, биоценологический и эволюционный аспекты: XI Всесоюз. микропалеонтол. Совещ.: Тез. докл. (4 – 8 сентября 1990 г.) – М., 1990. - С. 88 – 89.