

УДК 551.24:118.1(5)(4)

**УЧАСТИЕ ВУЛКАНИЗМА И ГИДРОТЕРМ В ПЛАТФОРМЕННОМ
ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ПОГРАНИЧНОЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ЭПОХИ
ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ.
СТАТЬЯ 1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЗМА
И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ**

Ю.Г. Цеховский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 08.04.17

В статье на примере пограничных мел-палеогеновых отложений, сформировавшихся на платформах Центральной Евразии в зоне с гумидным субтропическим палеоклиматом, доказан важный вклад вулканизма и гидротерм в осадконакопление для эпохи деструктивного тектогенеза. Район исследований включает Восточно-Европейскую платформу, Казахский щит, Западно-Сибирскую и Туранскую плиты с прилегающими областями Центрально-Азиатского подвижного пояса. В это время древняя суша была пенепленизирована, покрыта корами выветривания и на ней существовали редкие локальные очаги вулканизма. В прилегающих морях накапливались большие объемы вулканических пеплов, часто преобразованных в камуфлированную пирокластику и в большинстве случаев связанных с удаленными источниками. При этом широкое развитие получали гидротермально-осадочные породы (силициты, гетитовые руды, фосфаты и др.).

Ключевые слова. Центральная Евразия, мел, палеоген, деструктивный тектогенез, вулканизм, гидротермальная деятельность.

Tsekhovsky Yu.G. Role of volcanic and hydrothermal processes in sedimentation at Cretaceous – Paleogene epoch of destructive tectonics in Central Eurasia. 1. Paleogeography and products of volcanic and hydrothermal activity. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2017. Vol. 92, part 4. P. 34–48.

Volcanic and hydrothermal processes are proved to have significantly contributed to sedimentation during the Cretaceous-Paleogene epoch of destructive tectonics in areas of Central Eurasia with a humid subtropical climate. The study area involved the East European Platform, Kazakh Shield, West Siberian and Turan Plates, and adjacent areas of the Central Asian Orogenic Belt. At that time, the ancient onshore areas were peneplainized and covered with weathering crusts. These areas show traces of local volcanic centers. Large volumes of volcanic ash (which is often transformed into “camouflaged pyroclastic material”, mostly related to distant sources) were accumulated in nearby seas, and hydrothermal sedimentary rocks (silicites, goethite ores, phosphates, etc.) were accumulated.

Key words: Central Eurasia, Cretaceous, Paleogene, destructive tectonism, volcanism, hydrothermal processes.

В настоящее время имеются данные, свидетельствующие о том, что в геологической истории Земли объемы поступления глубинного вещества в области осадконакопления возрастали в эпохи деструктивного (экспансионного) тектогенеза (Милановский, 1995; Цеховский, 2015а, б). Этот вывод касается подвижных и тектонически стабильных (платформенных) участков материков. В подобные эпохи (сопровождавшиеся доминированием обстановок растяжения земной коры) создавались благоприятные условия для пенепленизации рельефа и формирования мощных площадных кор выветривания, увеличивались скорости спрединга, усиливались рифтообразование, базальтовый вулканизм и гидротермальная деятельность. Синхронность процессов вулканизма и образования кор выветрива-

ния на древней суше отмечается в ряде публикаций (Ван, 1974; Казаринов и др., 1969; Савко и др., 1999; Цеховский, 2015а, б).

На примере пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза Центральной Евразии было показано, что малые объемы терригенного материала (поступавшего из равнинных областей денудации) благоприятствовали появлению многочисленных перерывов в осадконакоплении. Последние сопровождалась формированием внутриформационных кор выветривания в континентальных отложениях (Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983; Цеховский, 1987) и широким развитием гальмиролиза (подводного выветривания) в морях. Для морских отложений этот вывод раскрыт на примере глауколитово-кремнистой формации, формировавшейся

на юге Восточно-Европейской платформы в конце мела и начале палеогена (Муравьев, 1983). Такая формация прослежена в районах Южного Приуралья, Тургай и Западной Сибири (Цеховский, 2015а).

Целью настоящей статьи является рассмотрение существенного вклада продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности для пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза в тектонически стабильных пенепленизированных платформенных районах Центральной Евразии. Здесь они хотя и не сопровождалась рифтообразованием, но способствовали раскрытию разломов и привнесу в области аккумуляции глубинного вещества с гидротермами, а также изредка сопровождалась проявлениями местного вулканизма. Кроме того, в эти области заносились большие объемы вулканических пеплов из тектонически подвижных окраин материка (большая их часть была преобразована в камуфлированную пирокластику).

Характеризуемая эпоха охватывает диапазон времени от кампана или начала маастрихта до первой половины среднего эоцена. Решение поставленного вопроса уже кратко затрагивалось (Цеховский, 2015а). Кроме того, в работах многих геологов (включая и ряд наших статей) приведены примеры участия вулканизма и гидротерм в процессах седиментогенеза на характеризующей территории. В данной статье предпринята попытка анализа и обобщения этих данных с приведением примеров, свидетельствующих о широких масштабах поступления глубинного вещества на земную поверхность в характеризующую эпоху.

Палеогеография

Кратко рассмотрим палеогеографию этой продолжительной эпохи (рис. 1) на примере раннекайнозойского отрезка времени (палеоцен и первая половина эоцена) для платформ Центральной Евразии. Район исследований ограничен областями гумидного субтропического климата, которые включали Восточно-Европейскую платформу, Приуралье, северную часть Казахстана, Западную Сибирь и прилегающие участки Центральной Сибири. В этой обширной области основные черты палеогеографии и осадконакопления в основном сохранялись на протяжении продолжительной эпохи пенепленизации рельефа (от кампана или маастрихта до середины эоцена) (Ерофеев, Цеховский, 1982; Цеховский, 1973, 1987). В это время здесь значительные площади занимали Южно-Русское, Туранское и Западно-Сибирское платформенные моря.

Древняя пенепленизированная суша в зоне с гумидным климатом была представлена возвышенными или низменными равнинами с покровами площадных кор выветривания в областях денудации. Она охватывала центральную и северную части Восточно-Европейской платформы, а также территорию Урала, Восточной Сибири и северную часть Казахстана. Эта суша была покрыта чехлом као-

линовых или латеритных кор выветривания с продуктами их переотложения — красноцветно-пестроцветными кварц-каолиновыми или каолинит-бокситовыми толщами.

Морские отложения представлены преимущественно песчано-алевритово-глинистыми, местами и карбонатными осадками, а также силицитами (диатомитами, трепелами, опоками), часто содержащими примесь глауконита, которые в пределах Восточно-Европейской платформы выделены и детально охарактеризованы в составе глауконитово-кремнистой формации (Муравьев, 1983). Ее возраст не ограничен временем рассматриваемой пограничной эпохи, а местами включает и более древние отложения верхнего альба или сеномана. Однако большинство фактического материала и выводов В.И. Муравьева (которые привлекаются ниже) непосредственно касаются пограничной мел-палеогеновой эпохи. В Западной Сибири к характеризующей формации также могут быть отнесены аналогичные по строению и составу верхнемеловые и палеоцен-среднеэоценовые морские толщи (Казаринов, 1958; Казаринов и др., 1969).

Особенностью рассматриваемой формации, развитой в центральных и северных районах характеризующих платформ Евразии, является преимущественно монтмориллонитовый состав глин, высокая насыщенность терригенных отложений глауконитом и широкое развитие органогенно-хемогенных пород. Последние представлены пясчистым мелом, мергелями, трепелами, опоками, диатомитами (нередко с линзами кремней, фосфоритами). В составе палеоэоценового хоперского горизонта на юге Воронежской антеклизы присутствуют также гетитовые руды и алюмосульфат-глиноземистые породы. Рассмотрим влияние вулканизма и гидротерм на платформенное осадконакопление в характеризующую эпоху в областях с гумидным климатом.

Продукты вулканизма

В конце мела и начале палеогена продукты вулканизма на платформах Центральной Евразии были представлены пирокластикой (в большинстве случаев глинизированной) и изредка маломощными эффузивами или туфами.

Эффузивы. В древних пенепленизированных ландшафтах известны единичные очаги излияния лав пограничной мел-палеогеновой эпохи (рис. 1). На севере Казахского щита (в районе р. Иргиз и в Приишимье у сел Акшаганак и Тамбовка) андезит-базальтовые и местами липаритовые лавы залегают под неоген-четвертичными отложениями (Леонов, Лукменко, 1981). К-Аг датировка базальтоидов (59 млн лет) в районе р. Иргиз свидетельствует о палеоэоценовом возрасте, по крайней мере, части этих эффузивов. В Минусинской впадине базальты имеют кампанский возраст с изотопными датировками 82–77 млн лет (Грачев, 1999). На юго-востоке Воронежской антеклизы, в 60 км южнее

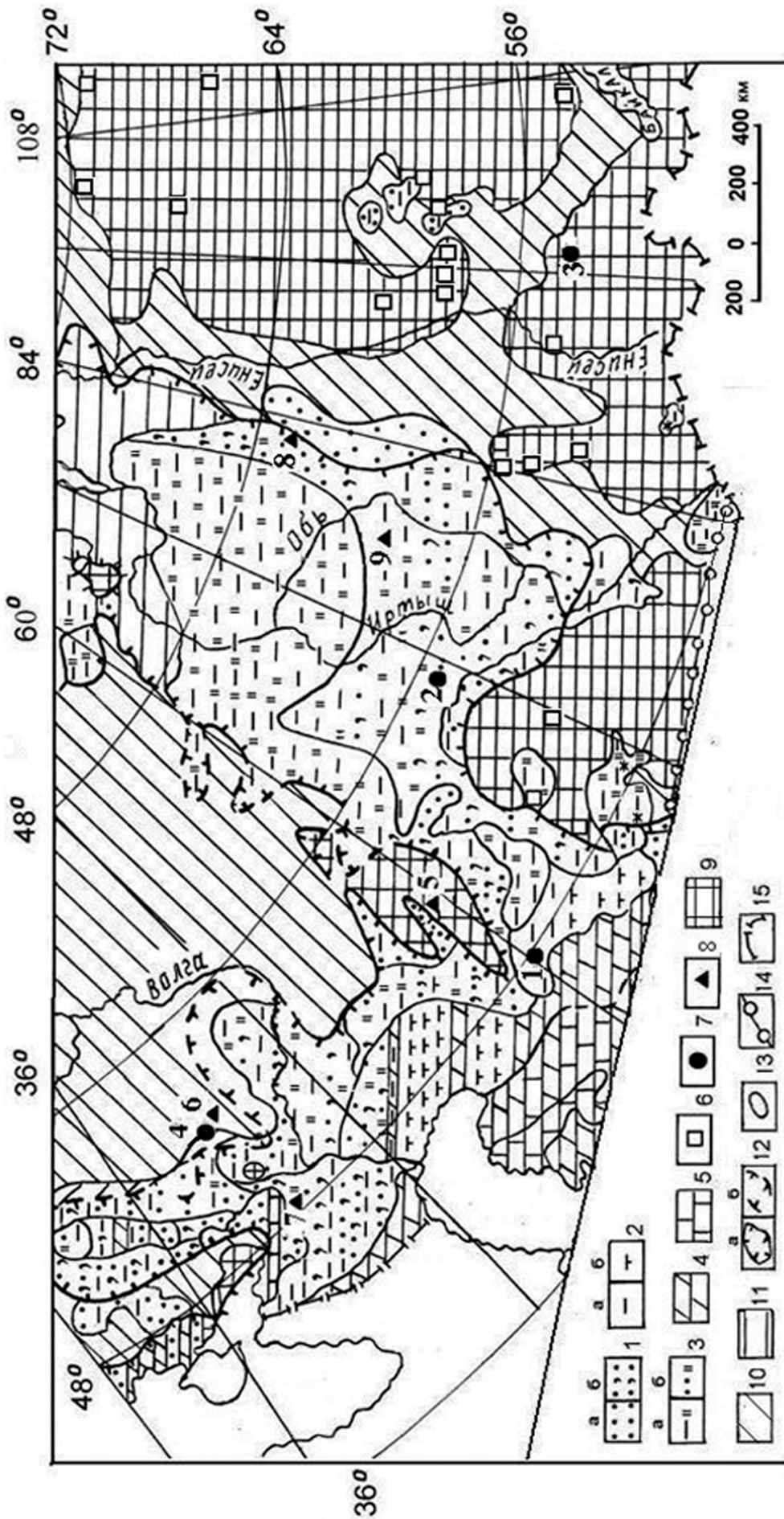


Рис. 1. Схематическая литолого-палеогеографическая карта областей с гумидным климатом Центральной Евразии (танет-люет) и местонахождения местных кампан-среднеэоценовых продуктов вулканизма, по данным (Цеховский, 2015а), с уточнениями: 1 – пески и алевроиты; а – кварцевые, б – глауконитово-кварцевые; 2 – глины; а – бескарбонатные, б – карбонатные; 3 – кремнистые или окремненные терригенные отложения; а – трепелы, опоки, кремни, б – диатомиты, диатомитовые или опоквидные глины, окремненные кварцитовидные песчаники и алевроиты; 4 – мертели и глинистые известняки; 5 – известняки; 6 – месторождения бокситов; 7 – лавы и туфы; 8 – вулканические пеллы псефитовой и псаммитовой размерности; 9 – пенепленизированные возвышенные равнины со сводами поднятиями и корами выветривания; 10 – низменные равнины; 11 – участок арктического шельфа с неясной палеогеографией и типами литологических комплексов; 12 – контуры морских бассейнов; а – достоярные, б – предполагаемые; 13 – граница литологических комплексов; 14 – южная граница области с гумидным климатом; 15 – южная граница изученной территории

г. Россошь, на контакте фундамента с осадочным чехлом скважиной вскрыты кампанские базальты с К-Аг возрастом 74 млн лет (Скаржинский и др., 1973).

Пирокластика. В ее состав входят вулканические туфы, пеплы и гиалокластиты. Часто эти неустойчивые к экзогенным процессам отложения под воздействием субаэрального диагенеза на суше или гальмиролиза в морях преобразуются в камуфлированную пирокластику (монтмориллонитовые глины с цеолитами, опалом и кристобалитом). Подобные продукты вулканизма (нередко с реликтами вулканических стекол) имеют широкое развитие в морских и континентальных отложениях на рассматриваемой территории. Исключением являются районы древней суши с субтропическим гумидным палеоклиматом, где при субаэральном диагенезе и довыветривании отложений в областях осадконакопления вулканический пепел преобразовывался в каолинит и стал неотличим от этого минерала, обычно поступающего из кор выветривания пород фундамента.

Для вулканических пеплов важно различать грубую – псефитовую или псаммитовую пирокластику (связанную с местными внутриплатформенными очагами вулканизма) и более тонкие ее разновидности. В последнем случае она могла быть связана и с удаленными источниками вулканизма, широко представленными в характеризующую эпоху на тектонически активных подвижных окраинах континента (Цеховский, 2015а, б).

В пограничную мел-палеогеновую эпоху грубая базальтовая пирокластика (вулканические пеплы и туфы, мощностью до первых десятков сантиметров) по данным (Ван, 1973, 1974, 1980, 1984; Муравьев, 1983; Муравьев и др., 1997б) выявлена в морских отложениях (рис. 1) Южного Приуралья (у с. Тык-Бутак), на юге Воронежской антеклизы (у ст. Базковская), в Южном Поволжье (у с. Громославка) и на территории Западной Сибири в разрезах Ларьякской и Нововасюганской скважин. Характерная форма зерен пепла, слагающего палеоценовый туф в керне этих скважин (Ван, 1973), приведена на рис. 2, а.

В глауконитово-кремнистой формации на Восточно-Европейской платформе и в Западной Сибири широко распространена тонкая кислая и основная по составу пирокластика, большей частью глинизированная (Ахлестина, Иванов, 2004; Ахлестина, Курлаев, 1988; Ван, 1974, 1976, 1980; Муравьев, 1983; Муравьев и др., 1997б). С ее гальмиролизом в пограничную мел-палеогеновую эпоху связывают формирование бентонитовых глин, встречающихся в форме маломощных линз или пластов (мощностью до 10–18 м в Поволжье и на юге Воронежской антеклизы), где они образуют месторождения (Ахлестина, Иванов, 2004; Ван, 1974; Горюшкин, 2000; Калущкая, 1980, 1981; Муравьев, 1983). Этот вывод подтверждается наличием в бентонитовых глинах реликтов вулканических стекол (рис. 2, б), а иногда

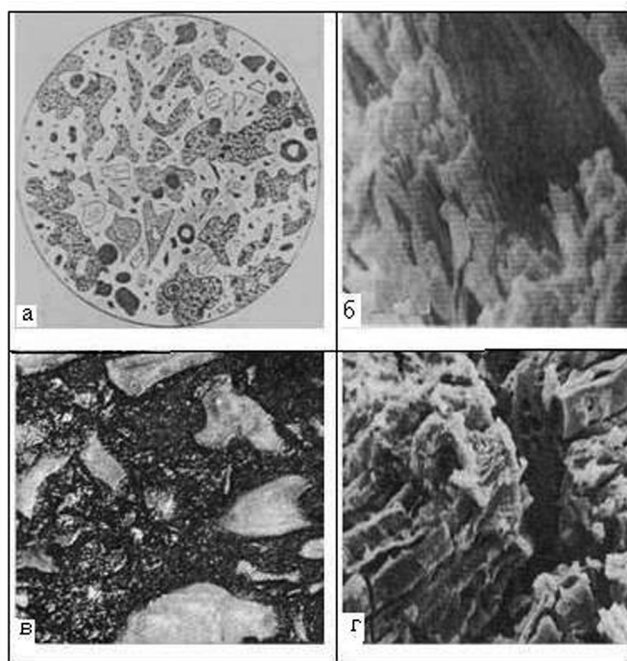


Рис. 2. Выделения пирокластики в морских и континентальных отложениях пограничной мел-палеогеновой эпохи (а, в – шлифы; б, г – электронно-микроскопические снимки): а – вулканический туф из палеоценовых отложений керна Ларьякской скважины в Западной Сибири; б – вулканическое стекло в бентоните (из разреза палеоценовых отложений в районе пос. Коржевка, Пензенская обл.); в – окремненные частички вулканического пепла из кремнисто-карбонатной корки, венчающей маастрихт-среднеэоценовые бентониты в горизонте выветривания на Таганском месторождении (Зайсанская впадина, Восточный Казахстан); г – обломок вулканического стекла с каналами в опоке из верхнемеловых-нижнепалеогеновых отложений (разрез в районе хутора Крутовский на р. Дон)

и сохранением структуры витрокластического туфа, что наблюдается в шлифах или при электронно-микроскопических исследованиях.

На древней гумидной суши в континентальных аналогах глауконитово-кремнистой формации пограничной мел-палеогеновой эпохи отсутствовали благоприятные условия для сохранения вулканических пеплов и продуктов их преобразований – монтмориллонитовых и бентонитовых глин. Здесь в корках выветривания пород фундамента или при субаэральном диагенезе (в областях аккумуляции осадков) пирокластика преобразовывалась в каолиновые глины (Ерофеев, Цеховский, 1982), и в них не сохранялись реликты вулканического пепла. Лишь на юге Зайсанской впадины, где гумидные континентальные отложения сменяются их аридными аналогами, монтмориллонитовые глины получают главенствующее развитие в осадках этой формации (Ерофеев, Цеховский, 1983). При этом в бентонитовых глинах и венчающей их кремнисто-карбонатной корке на Таганском месторождении широко представлены мелкие угловатые частички, напоминающие вулканический пепел (рис. 2, в). Позже их вулканогенная природа была доказана Н.М. Боевой (устное сообщение).

Установлено, что монтмориллонит, связанный с гальмиролизом вулканокластики, накапливался не

только в форме линз и пластов в морских отложениях глауконитово-кремнистой формации. В ней он является главным глинистым минералом, присутствующим в цементе большинства песчано-алевритовых отложений, или образует примесь в органогенно-хемогенных кремнистых и карбонатных породах (Муравьев, 1983). Реликты вулканических стекол наблюдаются в шлифах этих пород или при их изучении под электронным микроскопом (рис. 2, г). Нередко появление монтмориллонита сопровождается выделениями цеолитов, опала и кристобалита. Все эти аутигенные минералы характерны для морских осадочных пород. Однако, по данным (Муравьев, 1983, с. 13), их парагенез с высокой степенью достоверности позволяет исключить какие бы то ни было источники или процессы, кроме низкотемпературного изменения вулканических стекол в условиях застойных грунтовых вод.

Гидротермально-осадочные породы

Породы и минералы этого генетического типа во многом определяют главные особенности строения и состава отложений пограничной мел-палеогеновой эпохи. Необходимо отметить, что на платформах Центральной Евразии степень их изученности различная. Наиболее полно они охарактеризованы на территории Восточно-Европейской платформы и в Приаралье.

Кремнистые кластические дайки и наддайковые пластово-куполовидные тела. Данные образования фиксируют пути притока и разгрузки в осадочных бассейнах обогащенных кремнеземом глубинных термальных вод, которые приводили к окремнению пород и участвовали в образовании силицитов (трепелов, опок, диатомитов, кремней). Выявлены три основных типа кремнистых гидротермалитов (Муравьев и др., 1997а).

Первый изучен в разрезе эоценовой бучакской свиты в Приднепровье, у с. Григоровка (рис. 3, а). Здесь отмечается толща кварцевых песков с глауконитом в нижней части. Она рассечена субвертикальной жилой более плотных песков (с выделениями глауконита и опала) толщиной 10–15 см. В верхней части эта главная жила разветвляется на более тонкие наклонные каналы толщиной до 3,5 см. Здесь так же появляются горизонтальные каналы уплотненных, более грубозернистых песков, подчеркивающие их первичное напластование. Венчается разрез пачкой массивных кварцитовидных песчаников (мощностью 4 м), цемент которых представлен опалом, люссатитом и халцедоном. В этой пачке встречаются линзы исходных рыхлых песков.

В характеризуемом обнажении жилы и каналы уплотненных песков с выделениями опала фиксируют пути притока насыщенных кремнеземом восходящих термальных вод, при разгрузке которых (в верхней части пачки) образовались кварцитовидные песчаники.

Второй тип кремнистых гидротермалитов установлен в палеоценовых отложениях у г. Камышин в Среднем Поволжье. Здесь кварцевые пески камышинской свиты рассечены субвертикальными кремнистыми дайками (толщиной от 15–30 см до 2 м) кварцитов (рис. 3, б). Система даек в плане образует сложную сетку пересекающихся тел, фиксирующих каналы поступления восходящих термальных вод. В верхах разрезов дайки утолщаются и переходят в горизонтальные линзы, от которых вверх отходят многочисленные жильные и трубообразные тела кварцитов или кварцитовидных песчаников. Среди них встречаются пятна или линзы исходных полурыхлых песков, обычно слабоокремненных. Эти куполовидные тела окремненных пород образуют эрозионные останцы, причем некоторые имеют собственные названия: Лоб (рис. 3, б), Уши и др. Высота останцов составляет 30–40 м, ширина у основания – 200–400 м, у вершины – 100–150 м.

Цемент кварцитов и кварцитовидных песчаников в останце Лоб практически полностью представлен регенерационным кварцем (Муравьев и др., 1997а); содержание аутигенного кварца обычно составляет 20–25 % от всей массы пород.

Третий, наиболее распространенный тип гидротермалитов представлен кластическими дайками, сложенными окремненными песчаниками или кварцитами (рис. 3, в, г).

Существуют факты, свидетельствующие о больших объемах поступления глубинного кремнезема в осадочные бассейны пограничной мел-палеогеновой эпохи. Это наблюдается там, где эрозией вскрываются большие площади, сложенные отложениями этой эпохи, обогащенными кремнистыми гидротермалитами. Например, в пределах Жаксы-буташской антиклинали Северного Приаралья в плане число даек в нижне-среднеэоценовой тасаранской свите составляет многие тысячи (Гарецкий, 1956). Они образуют стенообразные останцы (высотой до 2 м) на поверхности легко эродируемых глинистых пород (рис. 3, в) и хорошо видны даже с самолета (рис. 3, г).

Фотографии обнажений с кремнистыми гидротермалитами из палеоценовой камышинской свиты Среднего Поволжья, представленными кремнистой дайкой, а также ее пластовыми и наддайковыми куполовидными залежами, приведены на рис. 4. Породы даек и связанные с ними пластовые залежи имеют серую или зеленовато-серую окраску (рис. 4, а, б). Для пестроцветных пород наддайковых куполовидных тел (рис. 4, в, г) характерно наличие белых пятен, линз и прожилков, имеющих преимущественно субвертикальную ориентировку.

Типы окремнения пород в наддайковых куполовидных залежах показаны на рис. 5. Наиболее широкое развитие имеют жильно-струйчатые и пятнистые формы окремнения (рис. 5, а, б). Кроме того, вокруг корней растений возникают трубча-

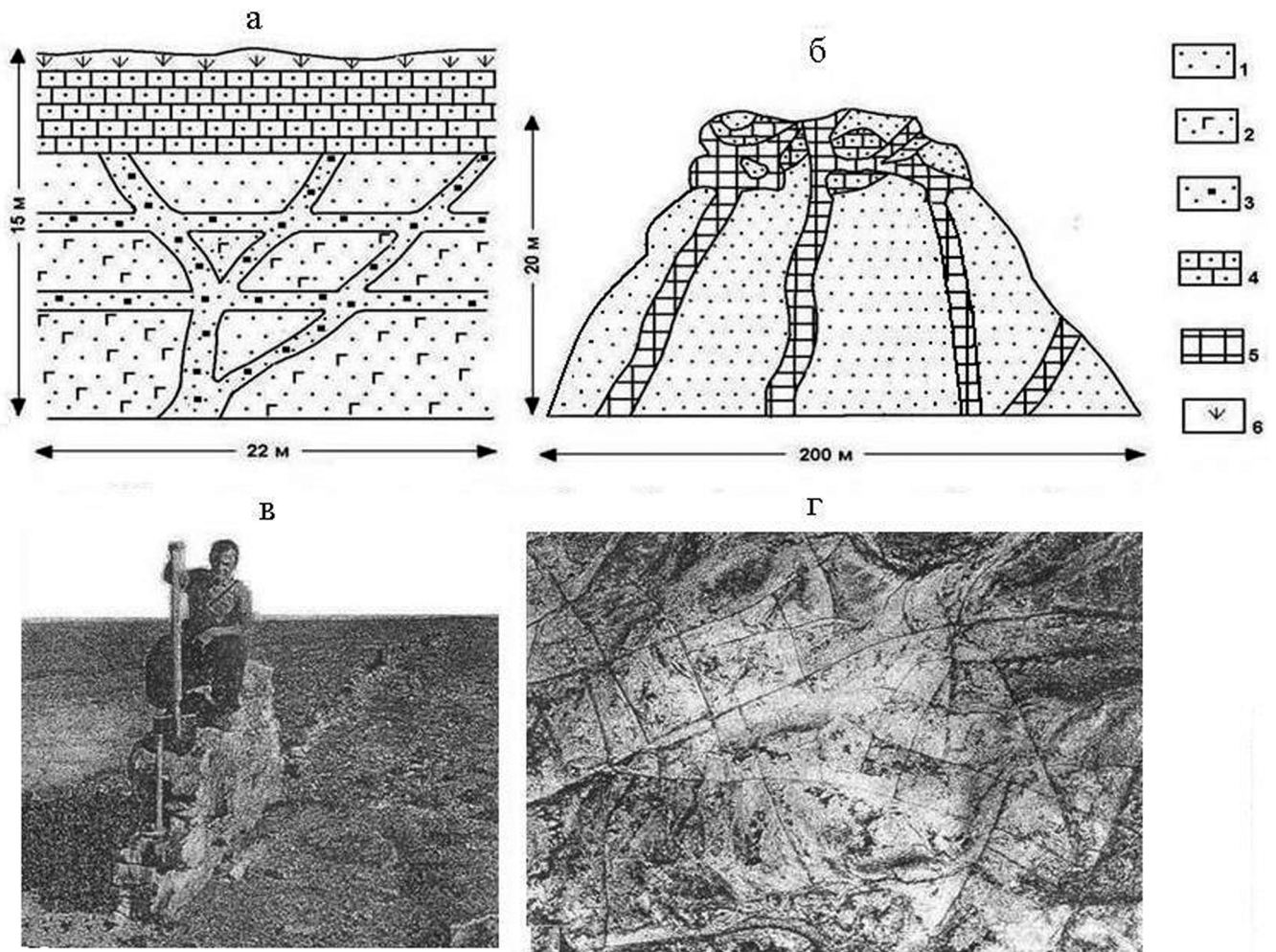


Рис. 3. Формы выделения кремнистых гидротермальных пород в обнажениях пограничной мел-палеогеновой эпохи: а – дайки кремнистых песков и сопряженные с ними пластовые тела кремнистых песков и кварцитовидных песчаников в обнажении среднеэоценовой бучакской свиты в Днепроовско-Донецкой впадине; б – дайки кварцитов и куполовидное наддайковое тело кварцитов и кварцитовидных песчаников в эрозионном останце «Лоб» палеоэоценовой камышинской свиты (у г. Камышина в Среднем Поволжье); в – эрозионный останец дайки кварцитовидных песчаников на поверхности ниже-среднеэоценовой тасаранской свиты (присводовая часть Жаксыбуташской антиклинали в Северном Приаралье); г – густая сеть эрозионных останцов пересекающихся даек кварцитовидных песчаников (там же, снимок с самолета)

тые формы соединений кремнезема (рис. 5, в, г) с полыми или заполненными песком каналами внутри. Встречаются также обломки кремнистой древесины (рис. 5, д) и листовой флоры (рис. 5, е).

Подобные кремнистые дайки и наддайковые тела в морских нижнекайнозойских отложениях выявлены на юге Воронежской антеклизы, в Приднепровье, Поволжье, Южном Приуралье и Приаралье (Гарецкий, 1956; Каледа, Липаева, 1992; Муравьев и др., 1996, 1997а; Холодов и др., 1995). В большинстве случаев они приурочены к палеоэоценовым и ниже-среднеэоценовым отложениям, а выше (вплоть до олигоцена) встречаются редко. Характеризуемые образования встречаются и в прибрежно-морских и континентальных отложениях, что подтверждается находками в них кремнистой листовой флоры. Она обнаружена в наддайковых куполовидных телах Нижнего Поволжья и Мугоджар (Красилов, Макулбеков, 1996; Макулбеков, 1977). Здесь тонкие пленки опала покрывают поверхность листьев (сохраняя детали строения), что видно на

фрагменте кремнистого листочка из палеоэоценовых глауконитовых песчаников Мугоджар (рис. 5, е).

В публикациях геологов отмечается, что кластический материал кремнистых даек может быть нептуническим (поступать в трещину из вышележащих песков), а также иметь аллохтонную или инъекционную природу. Независимо от его происхождения, цементация зерен кремнеземом осуществлялась с участием гидротерм, имеющих ювенильное или катагенетическое происхождение. В дайках Приаралья это подтверждается появлением оторочек тридимита вокруг зерен кварца, а на территории Поволжья – возникновением регенерационного кварца, что свидетельствует в пользу высоких температур термальных вод (Муравьев и др., 1997а; Холодов и др., 1995).

Участие гидротерм в образовании силицитов. В пограничную мел-палеогеновую эпоху в морских бассейнах (преимущественно в зоне с гумидным климатом) в составе кремнисто-глауконитовой формации часто накапливались силициты: хемогенные (тре-

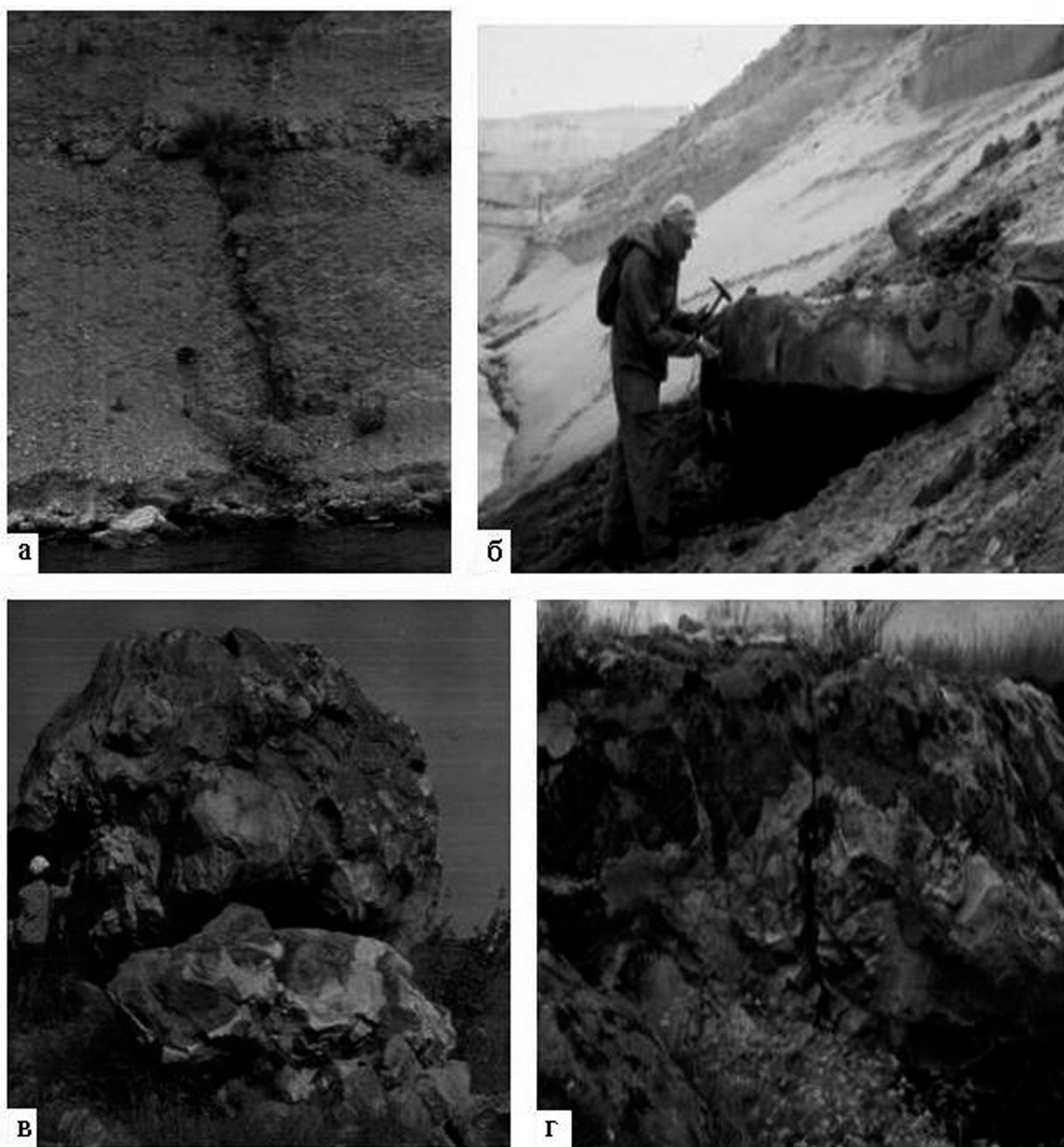


Рис. 4. Фотографии обнажений с кремнистыми гидротермалитами в палеоценовых отложениях камышинской свиты Среднего Поволжья: а, б – жильно-пластовая (а) и пластовая (б) кремнистые залежи; в, г – наддайковые кремнистые куполовидные залежи, слагающие эрозионные останцы

пела, опоки, кремни) и биогенные (диатомиты, реже спонголиты) (Дистанов и др., 1969; Муравьев, 1983; Семенов, 1972; Семенов и др., 1974). Кремнистые минералы представлены в них опалом, кристобалитом и халцедоном в кремнях. В форме примеси нередко присутствуют монтмориллонит, цеолиты, зерна кварца и иногда частицы вулканического пепла. Выявлены различные источники поступления кремнезема в осадочные бассейны характерной эпохи. На суше к их числу, наряду с гидротермами, относятся коры выветривания пород фундамента и внутриформационные горизонты выветривания осадочных пород в областях аккумуляции (Казаринов и др., 1969; Цеховский, 1987).

Однако многие геологи (Муравьев, 1987; Страхов, 1966; Холодов, 1987 и др.) считали, что в мезозое и кайнозое доза насыщения кремнеземом морских вод, связанного с экзогенным источником, была сравнительно невелика и приводила лишь к биогенному накоплению кремнезема. Для формирования абиогенных силицитов и появления высокой концентрации кремнезема в водах основным его источником служили процессы вулканизма и гидротермальной деятельности. В областях вулканизма отмечаются следующие возможные варианты поступления кремнезема: 1) привнос SiO_2 парами и газами в момент извержения вулкана; 2) его поступление в составе фумарол и горячих источни-

ков в промежутках между извержениями и после них; 3) образование кремнезема при подводных извержениях в результате взаимодействия раскаленной лавы и пирокластов с морской водой.

Часть кремнезема могла также поступать из вулканического пепла в процессе его гальмиролиза. Учитывая большую дальность его разноса, он мог осаждаться и за пределами вулканических областей, где при его разложении морские воды также дополнительно насыщались кремнеземом. Этот процесс привлекался В.И. Муравьевым (1983) при решении вопроса о генезисе морских пород глауконито-кремнистой формации. Однако этот источник (как и привнос из кор выветривания с прилегающей суши) не приводил к формированию кремниевых гелей, участвующих в образовании abiогенных силицитов. Подчеркивается, что аномально высокое насыщение кремнеземом морских вод осуществлялось лишь в местах разгрузки гидротерм. Последние фиксируются и далеко за пределами зон вулканизма за счет разгрузки глубинных катагенетических (элизонных) термальных вод. В глауконитово-кремнистой формации вулканогенно-гидротермальный источник кремнезема не только приводил к образованию хемогенных силицитов, но и активизировал формирование их биогенных разностей. В этой связи следует отметить интересные сведения об интенсивном образовании верхнепалеозойских морских биогенных силицитов на Восточно-Европейской платформе вдали от зон вулканизма над зонами глубинных разломов, где осуществлялась разгрузка гидротерм (Максимова, 1978).

Гидротермалиты хоперского горизонта

К настоящему времени установлено, что среди морских отложений характеризуемой глауконитово-кремнистой формации аномально высокое содержание гидротермальных и гидротермально-осадочных пород приурочено к хоперскому горизонту (Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б).

Общие сведения. Верхнепалеоценовый хоперский горизонт, входящий в состав морской глауконитово-кремнистой формации, развит в пределах Доно-Хоперского междуречья на юге Воронежской антеклизы. Он имеет небольшие мощности (до 5–8 м) и залегает на подстилающих, преимущественно карбонатных и реже песчаных верхнемеловых породах. Горизонт, обогащенный гетит-гидрогетитовыми рудами, с размывом перекрывается эоценовыми песками и песчаниками и по латерали сменяется песчано-глинистыми отложениями с линзами и прослоями силицитов палеоценовой сумской серии мощностью до 20–25 м. Хоперский горизонт, по мнению Г.И. Бушинского (1954), представляет собой останцы палеоценовых морских отложений, и такой его возраст подтверждается находками палеоценовых диатомей (Муравьев и др., 1996).

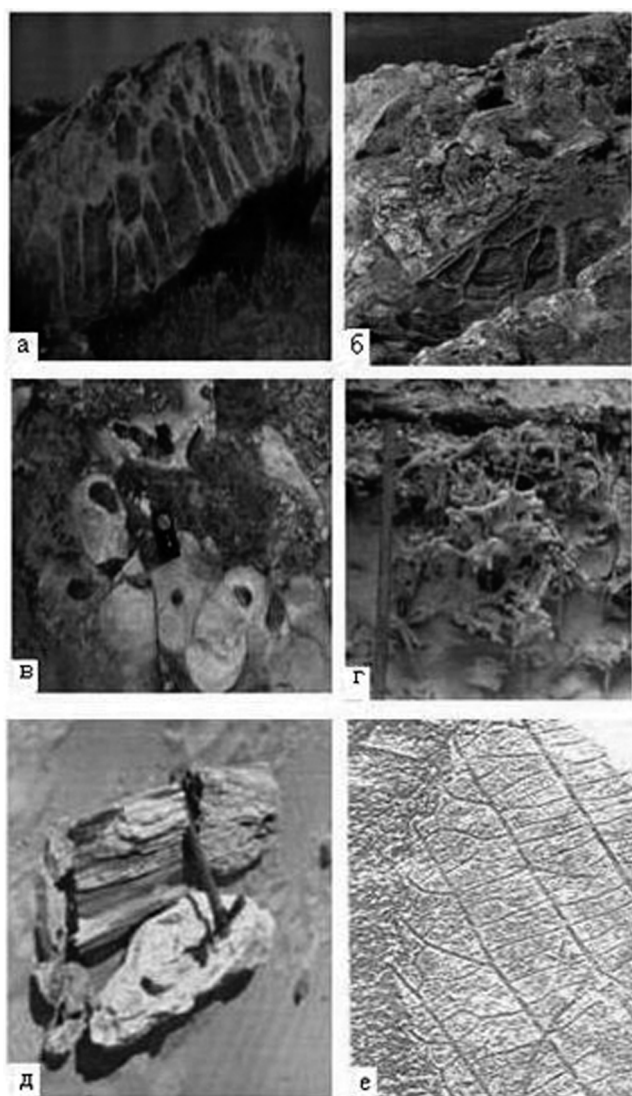


Рис. 5. Типы окремнения в наддайковых куполовидных залежах палеоценовой камышинской свиты, слагающей эрозионные останцы в Среднем Поволжье. Сильно окремненные участки пород на фото окрашены в белые цвета, а исходные пески и слабо окремненные песчаники имеют серую окраску: а, б – жильно-струйчатые и пятнистые формы окремнения; в – кремнистые кольцевидно-трубчатые формы вокруг корневых каналов древесно-кустарниковых растений, заполненных слабо окремненными песчаниками (в) или полые (г); д – обломки окремненной древесины; е – фрагмент окремненной листовой флоры

В строении горизонта участвует большой набор пород: гетит-гидрогетитовые железные руды, преимущественно abiогенные силициты (трепела, опоки) и изредка диатомиты, а также глиноземистые (галлуазит-бемитовые) отложения, алюмосульфаты, фосфаты, гидрослюдисто-сметкитовые глины. Своеобразие строения и состава пород горизонта, а также наличие в нем имеющих практическое значение залежей железных руд, скоплений фосфатов и глиноземистых пород привлекали к нему внимание многих геологов.

Породы горизонта относили к морским образованиям (Архангельский, 1933; Бушинский, 1954; Годлевский, 1932; Платонов, 1930) или континентальным отложениям (Бобров, 1982). В ряде пуб-

ликаций характеризуемый парагенез связывали с продуктами латеритной коры выветривания карбонатных верхнемеловых пород, измененных эпигенетическими процессами (Аскоченский, 1970; Аскоченский, Семенов, 1967, 1973; Аскоченский и др., 1979). Предполагалось, что под влиянием сернокислотных растворов (возникших при окислении пирита, содержащегося в вышележащих палеогеновых отложениях) глиноземистые породы замещались аллофаном, галлуазитом и алюмосульфатами.

С более поздними эпигенетическими процессами связывалось преобразование элювиальных и осадочных пород хоперского горизонта кислыми, обогащенными кремнеземом растворами, которые способствовали опализации пород. Предполагается, что насыщение растворов кремнеземом происходило при растворении терригенного кварца в вышележащих песчаных палеогеновых отложениях, в пользу чего указывает наличие его корродированных зерен (Аскоченский и др., 1976). Подобные растворы участвовали также в метасоматическом замещении опалом верхнемеловых карбонатных пород.

Строение и состав хоперского горизонта. Палеоценовые породы хоперского горизонта располагаются под песчаными толщами эоцена и залегают на выровненной поверхности верхнемеловых отложений. Последние преимущественно сложены писчим мелом и мергелями (часто закарстованными) или песками, обычно глауконитовыми (Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б). Песчаные зерна в глинистых и карбонатных породах представлены в основном (до 97%) кварцем. Глинистые минералы в характеризуемых терригенных породах имеют гидрослюдисто-сметитовый состав. В некарбонатной составляющей мел-мергельных пород присутствуют смектиты, цеолиты, фосфаты, глаукониты и зерна кварца. В ряде разрезов верхние (10–20 см) поверхности карбонатного ложа брекчированы и покрыты карбонатной дресвой, нередко в той или иной мере глинизированной.

В случае карбонатного ложа разрезы хоперского горизонта начинаются с неслоистых глин (преимущественно гидрослюдисто-сметитовых) серого, зеленого, иногда бурого цвета, мощностью от первых десятков сантиметров до 1,5, реже до 2,5 м. В составе примесей в них присутствуют цеолиты,

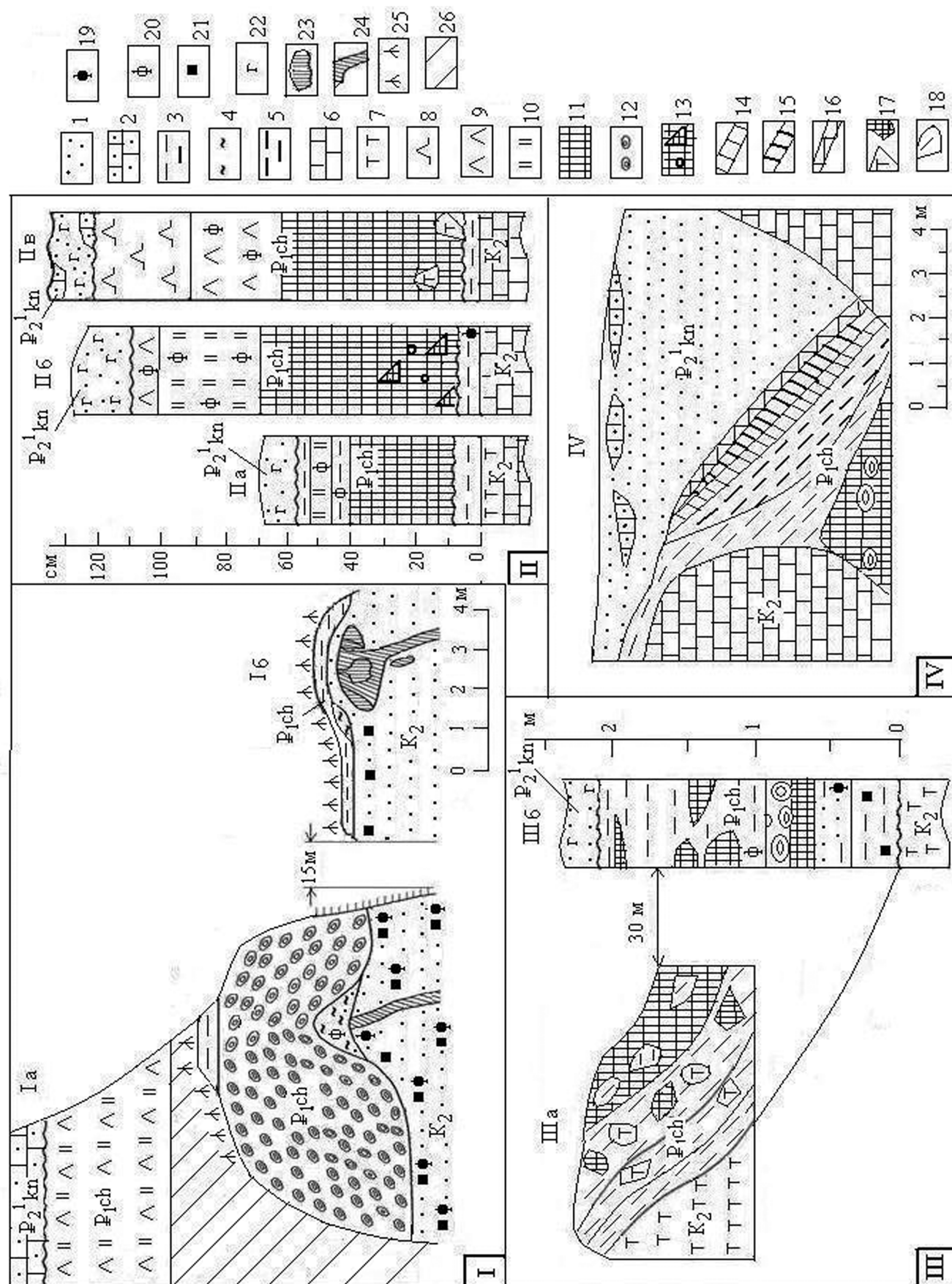
фосфаты, мелкие зерна кварца, а также выделения халцедона и опала. Иногда глины содержат обломки подстилающих карбонатных пород, местами ожелезненных, окремненных и фосфатизированных. Установлено, что набор большинства минералов в их составе соответствует некарбонатной части подстилающих мел-мергельных пород, процессы гальмиролиза которых и приводили к их остаточному накоплению. В верхней части глин нередко появляется горизонтальная слоистость, отмечается обогащение песчаным или алевроитовым материалом, что позволяет относить данные разности к продуктам ближнего перемива покровных остаточных глин.

Залежи хоперского горизонта. В разрезах горизонта выделено (рис. 6, I–IV) три основных типа его залежей (Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б): куполовидные, венчающие кремнистые дайки (I); линзовидно-пластовые тела, располагающиеся в эрозионных депрессиях (II); карстовые залежи (выполняющие наземные карстовые воронки) (III); заполняющие подземные карстовые полости (IV)). Ниже кратко охарактеризуем их.

Куполовидные залежи, венчающие кремнистые дайки (I, обнажения Ia, б), выявлены в хоперском горизонте у хутора Лобачи (Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б). Здесь (Ia) железорудное гетитовое тело куполовидной формы (высотой 3 и шириной 7,5 м у основания) в виде эрозионного останца расположено над кремнистой дайкой, сечущей сеноманские пески. Между рудой и телом дайки имеется линза выпуклых кверху белых галлуазитовых глин мощностью 0,5 м (неравномерно ожелезненных, с пятнистыми выделениями глиноподобных фосфатов). В ее основании отмечается прослой песков (5 см) с гнездами зеленых смектитовых глин и выделениями фосфатов.

Залегающие выше гетитовые руды обладают преимущественно скорлупчатой (жеодистой) макроструктурой. Жеоды имеют размеры от 3–5 до 20–30 см в поперечнике и 2–15 см в высоту, их ориентировка подчеркивает куполовидную форму залежи. Между жеодами наблюдаются выделения бурых глин (смешаннослойных слюда-сметитовых, с примесью гидрослюды) с мелкими белыми пятнами, представленными смесью галлуазита и полугидрата сульфата кальция. В составе железных руд определены самородное железо, графит и пирит (Цехов-

Рис. 6. Схемы строения хоперского горизонта на юге Воронежской антеклизы, по данным (Аскоченский, 1970; Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б), с уточнениями. Залежи: куполовидные, наддайковые в эрозионных останцах на берегу р. Шемякина, севернее хутора Нижний Соин (Ia и б); пластовая и линзовидно-пластовая – в обнажениях у хутора Ржавский (IIa) и на горе Маяк у хутора Беспламянный (IIб и в); выполняющая карстовую воронку (IIIa, б); гидротермокарстовая, заполняющая подземную полость и выходящая на поверхность (IV): 1 – кварцевые пески; 2 – окремненные песчаники; 3 – глины монтмориллонитовые; 4 – глины галлуазитовые; 5 – глины галлуазит-монтмориллонитовые; 6 – писчий мел; 7 – мергели; 8 – диатомиты; 9 – трепелы; 10 – опоки; 11–13 – гетитовые руды: 11 – массивные, 12 – жеодистые, 13 – обломочные галечно-щебнисто-глыбовые; 14 – галлуазитовые глины с бемитом; 15 – галлуазит-алунитовая порода; 16 – песчано-глинистая брекчия с бемитом и алунином; 17 – включения обломков писчего мела (слева) и массивных гетитовых железных руд (справа); 18 – включения глин в массивных гетитовых железных рудах; 19 – желваки и линзы фосфатов; 20–22 – выделения в породах: 20 – тонкорассеянных фосфатов, 21 – пятен ожелезнения, 22 – глауконита; 23, 24 – дайки и наддайковые тела: 23 – кремнистых песчаников с опаловым цементом и прожилками опала, 24 – опалитов с зернами кварца; 25 – почвенно-растительный слой; 26 – задернованные участки разреза. Надписи: P₁ch – хоперский горизонт, P₂kn – каневская свита



ский и др., 2005а). В кровле эрозионного останца железные руды перекрываются зелеными смектиновыми глинами, содержащими мелкие белые пятна аллофана, галлаузита и метагаллаузита.

В обнажении соседнего эрозионного останца (Iб) кремнистая дайка на поверхности сеноманских песков венчается выпуклым кверху телом песчано-кремнистых пород и перекрывающих их глин. При этом кровля сеноманских песков в местах пересечения их дайкой в форме купола приподнимается, что свидетельствует в пользу инъекционной природы дайки. В верхней части купола залегают гидрослюдисто-смектитовые глины (с линзой галлаузитовых в их основании).

Дайки в обоих эрозионных останцах сложены опалитами, в той или иной степени обогащены песчаным материалом и неравномерно пигментированы вивианитом. Опалиты неравномерно обогащены скоплениями песчаных зерен в форме гнезд, разорванных струй с характерной структурой, названной пульповой. Обломочные зерна представлены кварцем и глауконитом; они погружены в базальную массу опала-СТ. Имеются участки, где опалиты не содержат терригенной примеси. При геохимических исследованиях в опалитах, как и в вышележащих железных рудах, установлены самородное железо, графит и пирит (Цеховский и др., 2005а).

Опалитовые дайки изобилуют шаровидными микроавернами диаметром 5–8 мм, вероятно, являющимися газовыми пузырьками. Среди них встречаются и более крупные пузырьковые пустоты (до 1 см), часть которых заполнена нонтронитом. В микропустотах присутствуют гетит, смектит, гейландит и иногда вивианит, а также тоберморит.

Охарактеризованные в эрозионных останцах породы хоперского горизонта залегают в его основании. Вышележащая часть разреза горизонта наблюдается в соседних обнажениях севернее останца Ia и представлена толщей трепелов и опок, задержанных в нижней части. Породы хоперского горизонта перекрываются эоценовыми песчаниками и песками каневской свиты.

Все остальные типы залежей хоперского горизонта, в отличие от охарактеризованных куполовидных их разновидностей (рис. 6, Ia, б), залегают на верхнемеловых карбонатных отложениях (II) или заполняют полости карста: наземные (III), а также уходящие в глубину (IV).

Линзовидно-пластовые залежи (II, разрезы IIa, б, в). Они имеют наибольшее распространение. На охарактеризованных выше карбонатных породах ложа хоперского горизонта (массивных, элювиально-обломочных или глинистых продуктов их гальмиролиза) залегают массивные гетитовые железные руды. В их низах часто встречаются гетитовые метасоматиты по первичным карбонатным (мел-мергельным) породам. Нередко они имеют брекчиевидный облик с сохранившейся в отдельных блоках структурой исходных карбонатных пород (II). В рудах присутствуют обломки исходных карбонатных по-

род (IIв), а также их разности, замещенные опалом или фосфатами, где хорошо сохраняются контуры раковин фораминифер и призмы иноцерамов. В верхней части руд появляются скопления галечников, карбонатные обломки которых испытали интенсивное метасоматическое ожелезнение и окремнение. Однако в основной массе гетитовых метасоматитов структура исходных карбонатных пород обычно не улавливается и лишь иногда отмечается появление тонкослоистых железных руд, структура которых аналогична подстилающим мергелям (Семенов, Аскоченский, 1968).

Средняя и верхняя части пластовых руд слагаются коломорфными породами с переменным содержанием опала и гетита. Они представлены массивными разностями, имеющими субглобулярную структуру и пятнисто-бурую окраску; иногда в них проявляется ленточная горизонтальная слоистость. В породах выделяются микроскопические (300–400 мкм) слои плотных гетитовых руд, чередующихся с кремнисто-гетитовыми их разностями. Содержание Fe_2O_3 в них меняется в диапазоне 71,48–28,65%, SiO_2 – 5,23–47,74%.

Выше рудного пласта появляется пачка фосфатизированных трепелов, опок с включением опоквидных фосфоритов и глин, окрашенная в серые, белые или ржаво-желтые цвета и венчающая разрез хоперского горизонта. В одном из образцов опоквидного фосфорита содержание P_2O_5 составляет 36,64%. В ее кровле иногда появляются диатомиты с верхнепалеоценовой фауной. Еще выше на породах горизонта с резким размывом залегают толща нижнеэоценовых глауконитовых песков и кварцитовидных песчаников каневской свиты.

Карстовые залежи. Выявлены два основных типа карстовых залежей хоперского горизонта: 1) поверхностная воронка с гетит-гидрогетитовыми железными рудами; 2) уходящая в глубину полость подземного карста, в которой вместе с гетитовыми рудами присутствуют галлаузитовые глины, а также выделения алюмосульфатов и бемита.

Поверхностная карстовая воронка с гетитовыми рудами (рис. 6, III), по данным (Муравьев и др., 1996), имеет диаметр 60 м и небольшую глубину – около 2 м. В ее центральной части (обнажение IIIб) на дне установлены горизонтально залегающие породы хоперского горизонта. В их основании отмечаются мергели и венчающие их покровные смектитовые глины (ожелезненные, с песчано-алевритовыми прослойками в верхней части), содержащие желваки фосфоритов. Выше они сменяются массивными и жеодистыми гетитовыми железными рудами. В верхней части хоперского горизонта развиты преимущественно смектитовые глины (с примесью каолинит-галлаузита и гейландита) с включениями массивных руд. На породах горизонта с размывом залегают эоценовые глауконитовые пески.

В бортовых частях воронки (IIIа) породы хоперского горизонта приобретают наклонное (к ее центру) залегание. В глинах нижней части разреза

отмечаются щебнистые и глыбовые обломки мергельных пород или массивных гетитовых руд. В верхней части разреза в массивных пластовых железных рудах присутствуют включения глин.

Погружающаяся в глубину подземная карстовая полость с железными рудами и глиноземистыми породами охарактеризована Б.В. Асоченским (1970) у хутора Верхний Соин (IV). Она возникла в писчем мелу, имеет диаметр около 6 м и глубину свыше 6 м (ее днище эрозией не вскрыто). Воронка представляет собою трубообразную полость, обладает крутыми бортами и с небольшим уклоном погружается в толщу писчего мела. Заполняющие полость пластовые породы хоперского горизонта имеют наклонное залегание и представлены в нижней части гетитовыми железными рудами. Выше по разрезу залегают монтмориллонитовые и монтмориллонит-галлаузитовые глины, которые перекрываются галлаузитовыми (с бемитом) глинами. Вверх по разрезу они сменяются галлаузит-алунитовыми породами, которые в кровле горизонта венчаются песчано-глинистой брекчией с бемитом и алунитом. Их возникновение связано эпигенетическим преобразованием глинистых иллит-сметитовых пород сернокислотными водами, и вслед за Б.М. Михайловым (1988) подобные образования называются хемаллитами.

На породах хоперского горизонта с размывом залегают нижнеэоценовые пески с линзами песчаников. Для хоперского горизонта характерно широкое развитие железных руд и фосфоритов, имеющих своеобразные черты строения и состава, что отражено во многих публикациях (Бушинский, 1954; Годлевский, 1932; Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б).

Массивные и жеоидные гетитовые железные руды. Образуют куполовидные линзовидно-пластовые или карстовые залежи, играют наиболее важную роль в строении хоперского горизонта. В составе массивных руд (в той или иной мере окремненных и местами фосфатизированных) выделяются также оолитовые разности. Под микроскопом видно, что они слагаются округлыми зернами диаметром от 0,01 до 0,1 см, с отдельными более крупными экземплярами, достигающими в поперечнике 0,2–0,3 мм (Годлевский, 1932). Однако к оолитам эти зерна можно относить лишь условно. Последние должны иметь концентрическо-слоистое или радиально-лучистое строение (Геологический словарь, 1978). Но в большинстве случаев такие структуры в зернах отсутствуют и они слагаются колломорфными выделениями гетита.

Поэтому руды с подобными шаровидными железистыми зернами именуется микроглобулярными (Муравьев и др., 1996). При этом в строении массивных гетитовых руд нередко отмечается чередование глобулярных микрослоек гетита и окремненного (опализованного) гетита, где содержание SiO_2 достигает 31,58 и 47,74%. В массивных железных рудах присутствуют также опалитовые желваки, в них

содержание SiO_2 достигает 87,34%, а также кремнистые желваки, окруженные железистой оторочкой (Годлевский, 1932).

При налегании железных руд на карбонатные верхнемеловые отложения широко проявлялись процессы метасоматического замещения гетитом кровли карбонатных пород, а также перемытых их обломков, участвующих в строении хоперского горизонта. Важной их особенностью являлись также отмеченные выше неравномерное окремнение и фосфатизация пород и присутствие в составе примеси различных глинистых минералов (гидролюдино-сметитовых и галлаузитовых). Гетит также развивается и по зернам глауконита, которые вместе с зернами кварца образуют небольшую примесь в железных рудах (Годлевский, 1932). По данным химического анализа железных руд и кремнисто-железистых пород хоперского горизонта, содержание Fe_2O_3 меняется в диапазоне 28,65–77,92%, а SiO_2 – 0,70–47,74%.

Перечисленные выше черты строения и состава хоперских железных руд необычны для окисных залежей других месторождений мезозойско-кайнозойского возраста. Большинство их сложено оолитовыми или бобовыми рудами, имеющими гетит-гидрогетитовый (с шамозитом), сидерит-шамозитовый или лептохлоритовый состав (Справочник..., 1983; Фролов, 1993).

Фосфаты. В хоперском горизонте они представлены фторкарбонатапатитом и карбонатгидроксилфторапатитом (Асоченский и др., 1979; Муравьев и др., 1996). Фосфаты тонко рассеяны в породах (железных рудах, силицитах, глинах) или образуют желваковые, гнездообразные, а также пластовые тела (мощностью от 0,2–0,8 до 2,5 м). Иногда фосфаты, развитые в Поволжье в кровле верхнемеловых отложений, считаются аналогами хоперского горизонта и выделяются в самостоятельный генетический тип, именуемый вольскитами (Гиммельфарб, 1965). Однако их отнесение к хоперским образованиям, как и выделение хоперского горизонта за пределами Доно-Хоперского междуречья, сомнительны (Муравьев и др., 1996), поэтому в настоящей статье объем горизонта и его распространение принимаются так, как они были зафиксированы А.Д. Архангельским, Н.Х. Платоновым и Г.И. Бушинским.

Отличительной особенностью хоперских фосфатов является белый цвет, наличие многочисленных переходных разностей от твердых опоквидных к мягким мелоподобным фосфоритам, слагающий их коллоидальный фосфат, сравнительно малое количество примеси глин и терригенных зерен кварца. Часть фосфатов приурочена к глинам, залегающим в основании хоперского горизонта. Здесь нередко наблюдается появление фосфатных метасоматитов по карбонатным породам, подстилающим хоперский горизонт, или по их обломкам, содержащимся в породах горизонта. Кроме того, и в железных рудах также происходит метасоматическое замещение

фосфоритов гидроокислами железа с сохранением их ядер в центре бурых жеод. В верхах хоперского горизонта нередко встречаются обогащенные тонко рассеянными фосфатами трепела и опоки, а также их пластовые тела. Содержание P_2O_5 в пластовых фосфоритах колеблется в диапазоне 27–36%.

В целом установлено, что в составе хоперского горизонта выделяются следующие главные литолого-генетические комплексы пород: 1 – метаколлоидные образования (железистые, кремнистые, фосфатные, а также галлазитовые, бемитовые и алунитовые); 2 – метасоматиты (железистые, кремнистые, фосфатные) по карбонатным породам в кровле верхнемеловых карбонатных пород, подстилающих хоперский горизонт, и по их обломкам, содержащимся в породах горизонта, а также железистые метасоматиты по глаукониту и фосфатам; 3 – гидрослюдисто-сметитовые продукты гальмиролиза верхнемеловых карбонатных пород (остаточные или переотложенные).

Характерной особенностью горизонта является отсутствие или небольшая примесь в его породах терригенного материала, доминирование в его составе метаколлоидных хемогенных и хемогенно-осадочных пород (преимущественно абиогенных с редким появлением диатомитов в верхах разреза) и определенная последовательность в осадконакоплении. При этом на первом этапе главная роль принадлежит железным рудам, залегающим на покровных глинах в низах горизонта, а на втором этапе – кремнистым отложениям. Следует также отметить небольшие запасы хоперских железных руд, фосфоритов и глиноземистых пород.

В качестве главных фактических данных, подтверждающих гидротермальную и гидротермально-осадочную гипотезы образования хоперского горизонта, можно назвать следующие.

1. Наличие в строении горизонта наддайковых куполовидных залежей, приуроченных к местам разгрузки термальных вод, пути движения которых в подстилающих верхнемеловых породах фиксируются субвертикальными опалитовыми дайками с округлыми везикулами от вскипания растворов; появление зерен графита и самородного железа в составе даек; куполовидное (выпуклое кверху) изгибание кровли верхнемеловых пород в местах разгрузки напорных термальных вод, а также возникновение наддайковых куполовидных железорудных залежей. В последних, как и в кремнистых дайках, также установлено присутствие глубинных зерен графита и самородного железа (Цеховский и др., 2005а, б).

2. Интенсивное проявление процессов железистого, кремнистого и фосфатного метасоматоза карбонатных пород, подстилающих хоперский горизонт, а также образующих в нем скопления карбонатных обломков.

3. Возникновение в карбонатных породах уходящих в глубину полостей гидротермокарста, заполненных различными породами. Их примером

является (рис. 6, IV) трубообразная полость (диаметром у поверхности около 6 м), наклонно погружающаяся на глубину в породы писчего мела и заполненная железными рудами, монтмориллонитовыми и галлазитовыми глинами, а также выделениями бемита и алунита.

Известно, что в карбонатных породах под воздействием гидротерм резко усиливаются процессы карстообразования, которые приводят к формированию поверхностного и подземного гидротермокарста (Иванчук, 1994). В нем (дополнительно за счет разгрузки минерализованных восходящих термальных вод) часто образуются метаколлоидные хемогенные гидротермально-осадочные породы, а также метасоматиты по исходным карбонатным породам. Подобные процессы объясняют возникновение различных по составу пород в охарактеризованных выше карстовой воронке и карстовой полости хоперского горизонта.

4. Интенсивная разгрузка минерализованных хоперских гидротерм в отдельных участках моря подавляла терригенное осадконакопление и приводила к образованию отмеченных выше различных по составу метаколлоидных хемогенных пород. Причем у очагов разгрузки термальные воды губительно сказывались на микрофауне и приводили к накоплению абиогенных пород, а биогенные их разности (в частности, диатомиты) накапливались лишь на удалении от очагов разгрузки гидротерм или в период ослабления их деятельности.

Критические замечания по поводу предложенных ранее гипотез образования хоперского горизонта были рассмотрены ранее (Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б). Ниже кратко остановимся лишь на основных недостатках наиболее популярной латеритно-осадочной гипотезы, которая в настоящее время имеет своих сторонников. Главным ее недостатком является тот факт, что пока не выявлены бесспорные доказательства наличия в хоперском горизонте латеритных кор выветривания и продуктов их перемыва. Здесь к реликтам нижней зоны относят маломощные (до 20 см) гидрослюдисто-монтмориллонитовые покровные глины, венчающие карбонатные породы (Савко, 1988), которые, как отмечалось выше, являются продуктами гальмиролиза глинисто-карбонатных илов. Отсутствие верхних каолининовой и железисто-гиббситовой элювиальных зон объясняют их эрозией.

Важно отметить, что карстовые бокситоносные толщи и эпигенетические продукты их преобразований (Бардошши, 1981; Бобров, 1982; Бушинский, 1975; Цеховский, 1987 и др.) резко отличаются от хоперских пород. В целом к основным недостаткам латеритной гипотезы образования хоперского горизонта относится отсутствие: а) латеритного элювия и терригенных продуктов его перемыва; б) хемогенных пород, составляющих основу хоперского горизонта (жеодистых или массивных гетитовых руд, силицитов, фосфатов); в) внутриформационных горизонтов неэлювия с характерными тек-

стурно-структурными признаками. В то же время в хоперском горизонте широко представлены неустойчивые в зоне гипергенеза цеолиты (Муравьев и др., 1996; Цеховский и др., 2005а, б). Породы хоперского горизонта не имеют ничего общего с бокситоносными толщами: это морские (а не континентальные) отложения, в них господствуют процессы диагенеза и гальмиролиза (но не субаэрального диагенеза). Постседиментационные процессы в карсто-

вых бокситах не приводят к масштабному метасоматическому замещению вмещающих карбонатных пород гетитом, фосфатом и опалом.

В целом результаты проведенных исследований позволяют считать, что образование большинства хемогенных пород хоперского горизонта было связано с разгрузкой на дне моря гидротерм.

Работа выполнена по госбюджетной теме ФГУН ГИН РАН (проект 0135-2014-0067).

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д.* К вопросу об условиях образования хоперских железных руд // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т. 11, вып. 1. С. 72–77.
- Аскоченский Б.В.* Бокситизация верхнемеловых отложений на юго-востоке Воронежской антеклизы // Литология и полезн. ископаемые. 1970. № 3. С. 65–73.
- Аскоченский Б.В., Семенов В.П.* К условиям формирования нижнепалеоценовой коры выветривания (на примере Доно-Хоперского междуречья) // Сб. тр. молодых ученых геологического ф-та. Воронеж: Воронежск. ун-т, 1967. С. 140–147.
- Аскоченский Б.В., Семенов В.П.* Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. Воронеж: Воронежск. ун-т, 1973. 174 с.
- Аскоченский Б.В., Семенов И.П., Селезнев В.Н.* Коррозия кварца и другие гипергенные изменения в отложениях позднего мела Воронежской антеклизы // Литология и полезн. ископаемые. 1976. № 4. С. 107–116.
- Аскоченский Б.В., Семенов И.П., Селезнев В.Н.* Фосфориты коры выветривания карбонатных пород позднего мела Воронежской антеклизы // Вещественный состав фосфоритов / Ред. Ю.Н. Занин. М.: Наука, 1979. С. 139–147.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* Силициты верхнего мела и палеогена Поволжья. Саратов: Изд-во гос. УНЦ «Колледж», 1998. 76 с.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* Глины и глинистые минералы палеогена Поволжского и Доно-Хоперского регионов // Глины и глинистые минералы. Тез. докл. к междунар. науч. конф. Воронеж, 28 июня – 3 июля 2004 г. Воронеж: Воронежск. ун-т, 2004. С. 15–16.
- Ахлестина Е.Ф., Курлаев В.И.* Эоценовые пепловые отложения Саратовского и Волгоградского Поволжья // Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. Саратов: Саратовск. ун-т. 1988. Деп. ВИНТИ. № 7068. С. 119–130.
- Бардошши Д.* Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 454 с.
- Бобров В.Т.* Осадочные высокоглиноземистые породы Русской платформы // Кора выветривания Русской платформы и их рудоносность. М.: Наука, 1982. С. 111–148.
- Бушинский Г.И.* Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 306 с.
- Бушинский Г.И.* Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
- Ван А.В.* Мезозойско-палеогеновый вулканизм на территории Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 5. С. 156–159.
- Ван А.В.* Роль вулканизма в образовании мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской плиты // Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири / Ред. В.Г. Корель. Всес. минерал. об-во. Западно-Сибирское отд. Тр. Вып. 1. Новосибирск: Западно-Сибирское кн. изд-во, 1974. С. 52–61.
- Ван А.В.* Геологический эффект вулканизма в образовании осадочных чехлов Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Мат-лы по геол. и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976. С. 60–64.
- Ван А.В.* Масштаб участия вулканизма в осадкообразовании // Теоретическая и генетическая минералогия / Ред. А.А. Годовиков. Всес. минерал. об-во. Западно-Сибирское отд. Тр. Вып. 8. Новосибирск: Наука, 1980. С. 60–63.
- Ван А.В.* О подводном вулканическом образовании глауконита // Вопр. минерало-петро- и рудогенеза районов Сибири / Ред. Н.Н. Амшинский. Новосибирск: Наука, 1984. С. 16–21.
- Гарецкий Р.Г.* Кластические дайки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 3. С. 81–102.
- Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1978. 455 с.
- Гиммельфарб Б.М.* Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 307 с.
- Годлевский М.Н.* Материалы по минералогии бурых железняков Хоперского горизонта // Тр. Всес. геолого-разведочного объединения. Вып. 139. М.; Л., 1932. С. 1–48.
- Горюшкин В.В.* Bentonитовые глины Калачской возвышенности // Литология и полезные ископаемые Центральной России. Воронеж: Воронежск. ун-т, 2000. С. 27–28.
- Грачев А.Ф.* Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 1999. № 10. С. 26–51.
- Дистанов У.Г., Копейкин В.А., Кузнецов Т.А.* и др. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья // Геол. ин-т. Казань. Тр. Вып. 23. 1969. 331 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Т. 1. Семейство гумидных парагенезов. М.: Наука, 1982. 211 с.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений. Т. 2. Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность. М.: Наука, 1983. 192 с.
- Иванчук П.П.* Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. М.: Недра, 1994. 158 с.
- Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат. 1958. 148 с.
- Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И.* и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 455 с.
- Каледа К.Г., Лунаева А.В.* Кластические дайки и трубообразные тела Северного Приаралья // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 4. С. 90–106.
- Калуцкая С.А.* Bentonитовые глины кайнозоя Воронежской антеклизы // Bentonиты / Ред. В.П. Петров. М.: Наука, 1980. С. 64–72.

- Калуцкая С.А.* Вулканогенное происхождение бентонитов палеогена и неогена Воронежской антеклизы // Новое в современной литологии. Мат-лы научных заседаний секции осадочных пород МОИП / Ред. Г.Ф. Крашенинников. М.: Наука, 1981. С. 88–91.
- Красилов В.А., Макулбеков Н.М.* Субкрупности растений // Палеонтол. журн. 1996. № 2. С. 125–128.
- Леонов А.В., Лукменко А.И.* Геодинамический смысл неоген-четвертичных базальтоидов Восточного Казахстана и Тянь-Шаня // Проблемы тектоники Казахстана / Ред. А.А. Абдулин. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 178–184.
- Максимова С.В.* Биогенные силициты – показатели активизации глубинных разломов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 6. С. 152–161.
- Макулбеков Н.М.* Палеогеновые флоры Западного Казахстана и Нижнего Поволжья. Алма-Ата: Наука, 1977. 236 с.
- Милюновский Е.Е.* Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
- Михайлов Б.М.* Условия локализации хемогенно-осадочных пород // Сов. геол. 1988. № 7. С. 10–19.
- Муравьев В.И.* Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.
- Муравьев В.И.* Вопросы биогенного осадочного кремненакопления // Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Ред. В.Н. Холодов, В.И. Седлецкий. М.: Наука, 1987. С. 86–89.
- Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г.* и др. Минеральные парагенезы и генезис хоперского горизонта (палеоцен, Восточно-Европейская платформа) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 79–95.
- Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г.* и др. Процессы окремнения в палеогеновых песчаниках Восточно-Европейской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1997а. № 2. С. 150–162.
- Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Ахлестина Е.Ф.* и др. Вулканические пеплы базальтового состава из палеогеновых отложений Южного Поволжья // Литология и полезн. ископаемые. 1997б. № 3. С. 327–330.
- Платонов Н.Х.* Железные руды и другие полезные ископаемые Хоперского округа Хоперского района. Саратов: Гос. изд-во РСФСР. Нижне-Волжское краевое отделение, 1930. 71 с.
- Савко А.Д.* Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1988. 192 с.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н.* Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли. Воронеж: Воронежск. ун-т, 1999. 102 с.
- Семенов В.П.* О стратиграфическом положении и возможном генезисе трепелов и трепеловидных пород верхнего мела Воронежской антеклизы // Геол. сб. Воронеж: Воронежск. ун-т. Т. 86. 1972. С. 83–86.
- Семенов В.П., Аскоченский Б.В.* Некоторые текстурные особенности хоперского горизонта // Геол. сб. Тр. Воронежск. ун-та. Т. 66. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1968. С. 79–86.
- Семенов В.П., Аскоченский Б.В., Селезнев В.Н.* Размещение, генезис и возможности использования кремнистых пород верхнего мела Воронежской антеклизы // Сырьевая база кремнистых пород СССР. Диатомиты, опоки, трепелы, спонголиты / Ред. У.Г. Дистанов. М.: Наука, 1974. С. 36–40.
- Справочник по литологии / Ред. Н.Б. Вассоевич. М.: Недра, 1983. 509 с.*
- Страхов Н.М.* О некоторых вопросах геохимии кремнезема // Геохимия кремнезема / Ред. Н.М. Страхов. М.: Наука, 1966. С. 5–8.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. 432 с.
- Холодов В.Н.* Эволюция кремненакопления в истории Земли // Происхождение и практическое использование кремнистых пород / Ред. В.Н. Холодов, В.И. Седлецкий. М.: Наука, 1987. С. 6–38.
- Холодов В.Н., Реймов М.Р., Дойникова О.А.* О кластических дайках Северного Приаралья // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 2. С. 195–205.
- Цеховский Ю.Г.* Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации. М.: Наука, 1973. 185 с.
- Цеховский Ю.Г.* Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 188 с.
- Цеховский Ю.Г.* Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщение 1. Центральная и Восточная Евразия // Литосфера. 2015а. № 1. С. 4–23.
- Цеховский Ю.Г.* Седиментогенез и геодинамика в пограничную мел-палеогеновую эпоху пенепленизации континентов. Сообщение 2. Платформы и подвижные пояса континентов // Литосфера. 2015б. № 2. С. 5–16.
- Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М.* и др. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 1. Строение и минеральный состав пограничных слоев // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2005а. № 3. С. 21–34.
- Цеховский Ю.Г., Карпова Е.В., Милеева И.М.* и др. Седименто- и литогенез в пограничных слоях мела и палеогена на юго-востоке Воронежской антеклизы. Статья 2. Условия образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2005б. С. 28–37.
- Скаржинский В.И., Билоконь В.Г., Кузнецова С.В.* и др. Про прояв Альпійського вулканізму на південному силі Воронезького масиву // Допов. АН УРСР. 1973. Сер. Б. № 1. С. 46–48.

Сведения об авторе: *Цеховский Юрий Григорьевич* – докт. геол.-мнерал. наук, вед. науч. сотр. лаб. сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН, e-mail: tsekhovsky@mail.ru