

УДК 551.24; 118.1 (5)(4)

УЧАСТИЕ ВУЛКАНИЗМА И ГИДРОТЕРМ В ПЛАТФОРМЕННОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ПОГРАНИЧНОЙ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЙ ЭПОХИ ДЕСТРУКТИВНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРАЗИИ. СТАТЬЯ 2. ОСОБЕННОСТИ ПЛАТФОРМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Ю.Г. Цеховский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 08.04.17

Показано своеобразие процессов литогенеза в областях с субтропическим гумидным палеоклиматом на древних платформах Центральной Евразии в пограничную мел-палеогеновую эпоху деструктивного тектогенеза. В это время при доминировании обстановок растяжения земной коры осуществлялась пенеplainизация рельефа, формировались площадные коры выветривания (с продуктами их перемыва), а в областях аккумуляции осадков широкое развитие получали продукты вулканизма и гидротермальной деятельности.

Ключевые слова: деструктивный тектогенез, растяжение, платформа, пенеplain, кора выветривания, вулканическая и гидротермальная деятельность.

Tsekhovsky Yu.G. Role of volcanic and hydrothermal processes in sedimentation at Cretaceous – Paleogene epoch of destructive tectonics in Central Eurasia. 2. Characteristics of platform sedimentation. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2017. Vol. 92, part 6. P. 3–13.

Lithogenetic processes in areas of subtropical humid climate at ancient platforms in Central Eurasia during the Cretaceous–Paleogene boundary epoch of destructive tectonics are proved to have been different from such processes of other age. During that epoch, platforms in Central Eurasia were characterized by the dominance of extensional environments, peneplainization, and the development of weathering crusts (and accumulation of their rewashing products). Abundant volcanic and hydrothermal material was then accumulated in sedimentation areas.

Key words: destructive tectonics, extension, platform, peneplain, weathering crust, volcanic and hydrothermal activity.

Автор настоящей работы пытается показать существование в геологической истории Земли эпох, когда в тектонически стабильных платформенных районах материков осуществлялся массовый приток глубинного вещества, что во многом определяло в этих структурах процессы древнего литогенеза. В современную орогенную эпоху конструктивного тектогенеза интенсивное поступление в осадочные бассейны глубинного вещества (продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности) и его заметный вклад в образование осадочных пород осуществляются на сравнительно небольших участках материков, главным образом, на их окраинах в подвижных поясах, а также в рифтовых зонах.

В настоящее время на большинстве районов суши и в прилегающих морях осадконакопление контролируется обильным привнесением экзогенного (преимущественно терригенного) вещества, связанного с эрозией пород областей денудации. Этому способствуют высокое стояние суши над уровнем моря и обширные площади на ней с горным рельефом.

Лишь в пелагических районах океанов отмечается решающий вклад эндогенного вещества (Fe, Mn, Y, Si, Ni, Zn, Zr, Sb, Ba и ряда других элемен-

тов) в осадконакопление (Лисицин, 1981), причем его объем в 3–45 раз превышает поступление этих элементов из экзогенных источников. Причина данного явления объясняется невысокими объемами терригенной поставки материала с суши в удаленные пелагические районы океанов, основная часть которого осаждалась в прибрежных частях бассейнов. На фоне этого явления возрастает вклад в осадконакопление продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности, что наиболее ярко фиксируется в тектонически активных районах (на границах плит, а также в океанических хребтах, осложненных рифтами). Из этих районов глубинное вещество разносится в тектонически стабильные пелагические районы океанов, где и накапливается.

В пограничную мел-палеогеновую эпоху деструктивного тектогенеза при доминировании обстановок растяжения земной коры на платформах Центральной Евразии (Восточно-Европейской, Туранской, Сибирской) и прилегающих участках Центрально-Азиатского подвижного пояса выявлен интенсивный приток на поверхность глубинного вещества (продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности), влиявший на процессы осадконакопления.

В это время на древней суше в областях с гумидным субтропическим палеоклиматом формировались пене-плены с площадными каолиновыми или латеритными корами выветривания и накапливались продукты их перебива — красноцветно-пестроцветные кварцево-каолиновые и бокситоносные толщи (Ерофеев, Цеховский, 1982, 1983; Казаринов, 1958; Цеховский, 1987 и др.).

В аккумулятивных наземных впадинах при небольших объемах терригенного материала, поступающего из пене-пенизированных областей денудации, господствовали процессы субаэрального диагенеза, сопровождавшиеся интенсивным вторичным довыветриванием осадков во внутриформационных почвах и корках выветривания (именуемых неозлювием или горизонтами выветривания). Синхронно в прилегающих морях накапливались отложения глауконитово-кремнистой формации (Муравьев, 1983; Цеховский, 2015а). Здесь при медленных скоростях накопления осадков и многочисленных перерывах осадконакопления преобладали процессы подводного выветривания (гальмиролиза), которые В.Т. Фролов (1984, 1992, 1993) справедливо считал разновидностью диагенеза. Ниже рассмотрим главные особенности морского и континентального осадконакопления.

Осадконакопление в морях

На большей части характеризуемой территории (в ее центральной и северной частях) привнос кварца-каолинового материала из коры выветривания пене-пенизированной суши не оказывал существенного влияния на формирование морских отложений глауконитово-кремнистой формации. Установлено, что эти зрелые по составу осадки образуют лишь узкие шлейфы вдоль побережий морей. Иногда отмечается каолинит в составе диатомитов (Муравьев, 1983), однако в большинстве случаев глинистое вещество в этих породах представлено монтмориллонитом или смешаннослойными образованиями гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (Афанасьева, 2004). Породы формации представлены преимущественно монтмориллонитовыми глинами и силицитами (трепелами, опоками, диатомитами, кремнями), в которых часто присутствует примесь глауконита и цеолитов. Местами появляются гетит-гидрогетитовые железные руды, фосфаты и, изредка, алюмосульфат-глиноземистые породы.

В.И. Муравьев (1983) отмечал цикличное строение формации с закономерной сменой по латерали полного или неполного набора пород в каждом из циклов (рис. 1). При этом базальная пачка (I) представлена глауконитовыми песками, фосфоритами, опоками и иногда железными рудами. В средних пачках (II и III) доминируют биогенные отложения (писчий мел, диатомиты, мергели) и хемогенные породы (трепела, опоки, кремни), а также присутствуют пески, алевролиты и местами кварцито-видные песчаники. В самой верхней пачке (IV)

преобладают кварцевые пески и кварцито-видные песчаники. Характерная особенность формации — широкое участие в ее строении хемогенных и биогенных пород. При этом карбонатные породы приурочены к южным регионам изученной территории (где фиксируется аридизация гумидного субтропического климата), а в Западной Сибири (область с гумидным климатом) они обычно исчезают (Казаринов, 1958).

Монтмориллонит — наиболее распространенный глинистый минерал глауконитово-кремнистой формации. Он слагает линзы или пласты, присутствует в цементе песков, встречается в форме примеси в силицитах, фосфатах и железных рудах. Этот минерал образует пласты и прослои бентонитовых глин, а также их месторождения на юге Воронежской антеклизы. В Южном Поволжье их мощность возрастает до 10–18 м, и они встречаются в нижне-среднепалеогеновых царьцынской, сумской и киевской свитах (Горюшкин, 2000; Калуцкая, 1980, 1981; Муравьев, 1983). Находка в таких глинах реликтов вулканических пеплов песчано-алевритовой размерности, а также иногда и сохранение исходной структуры витрокластических туфов позволяет предположить, что их возникновение связано с гальмиролизом пирокластик и наличием местных очагов вулканизма в пределах Воронежской антеклизы. В глинистых продуктах обычно присутствует также примесь глауконита с цеолитами, и такой минеральный парагенез интерпретируют как камуфлированную пирокластику, которую считают характерным индикатором гальмиролиза (Фролов, 1984, 1993, 1994).

А.В. Ван (1973, 1974, 1976, 1980) в Западной Сибири также отмечал широкое развитие камуфлированной пирокластик в морских отложениях пограничной мел-палеогеновой эпохи. Здесь в разрезах мезозоя и кайнозоя он выделил также и ряд других подобных эпох с высоким насыщением вулканокластикой осадочного чехла.

Интенсивное обогащение пирокластикой осадочных пород Е.К. Мархинин (1967) считал характерным для областей вулканизма. Он отмечал, что в составе продуктов вулканизма, питающих осадочный процесс, пирокластический материал часто доминирует, а эффузивы обычно играют второстепенную роль. При этом большая его часть испытывает вторичные преобразования. Установлено, что пепловая пирокластика — наименее устойчивая твердая фаза осадков, предрасположенная к различным минеральным превращениям на всех стадиях литогенеза (Бровков, 1974). Ее преобразование при гальмиролизе, вероятно, являлось основным источником большей части монтмориллонитовых глин (часто с примесью глауконита и цеолитов) в глауконитово-кремнистой формации (Муравьев, 1983).

Известно, что в формировании монтмориллонитовых глин и месторождений бентонитов могут принимать участие также гидротермы и процессы

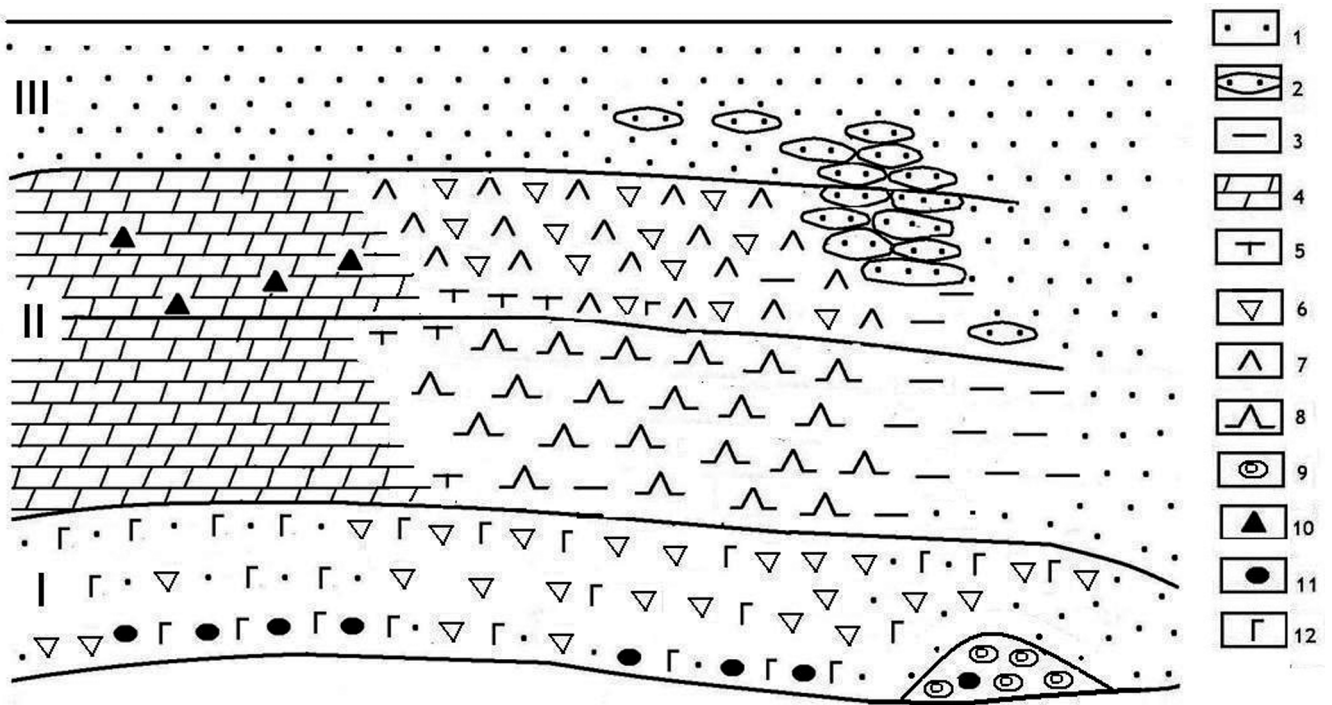


Рис. 1. Схема строения формационного цикла кремнисто-глауконитовой формации, по (Муравьев, 1983): 1 – кварцевые пески; 2 – кремнистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – писчий мел; 5 – мергели; 6 – опоки; 7 – трепелы; 8 – диатомиты; 9 – гетитовые руды; 10 – кремни; 11 – фосфаты; 12 – выделения глауконита. Литологические пакчи: I–III

выветривания (Кирсанов, 1972; Кирсанов, Сабитов, 1974; Фанерозойские осадочные..., 2000; Юдович, Кетрис, 2010). Для современной эпохи установлено образование железистого смектита на дне морей из аморфного кремнисто-железистого геля в местах разгрузки гидротерм (Бутузова, 2003). Примером генетического типа бентонитов, связанных с гидротермальной деятельностью, служит раннекаменноугольное Пикалевское месторождение, расположенное на северо-западе Русской платформы (Харлашин и др., 2000). Так как выше показан важный вклад гидротермальных процессов в образование глауконитово-кремнистой формации, можно предположить и их участие в возникновении части монтмориллонитовых и бентонитовых глин.

В областях с гумидным климатом источником монтмориллонита, поступающего в морской бассейн, может также служить и нижняя (гидрослюдисто-монтмориллонитовая) зона коры выветривания, развитой на прилегающей суше. Однако продукты перемыва кор выветривания обычно представлены зрелыми по составу кварц-каолиновыми или каолинит-бокситовыми породами, лишь иногда содержащими небольшую примесь монтмориллонита. Это связано с размывом в областях денудации на пенепленизированной суше преимущественно верхней зоны коры выветривания, и, следовательно, вклад элювиальных продуктов в накопление морских монтмориллонитовых глин был невелик.

В одной из работ (Савко, Свиридов, 2015) появление монтмориллонитовых глин и месторождений мезозойско-кайнозойских бентонитов на

территории Воронежской антеклизы связывается с условиями высокощелочной среды, существовавшей в древнем морском бассейне. Предполагается, что имело место диагенетическое разрушение каолинита (привнесенного из кор выветривания прилегающей суши) с последующим синтезом монтмориллонита из образовавшихся продуктов.

Но в пограничную мел-палеогеновую эпоху Воронежская антеклиза находилась в зоне гумидного субтропического климата, где в морских водах нормальной солености накапливались терригенные и биогенные, преимущественно мел-мергельные карбонатные породы, а также биогенные или хемогенные силициты.

В подобных условиях каолинит не разрушается (один из наиболее устойчивых минералов коры выветривания). Установлено, что обогащенные каолинитом осадки образуют шлейфы вдоль побережий древних или современных морей, а наиболее мелкие его частички без изменений переносятся и осаждаются в удаленных от побережий участках моря, например, иногда в диатомитах (Муравьев, 1983). Согласно данным (Казанский, 1969), в прибрежных осадках современных и древних морей наиболее мелкие (коллоидные по размеру) частицы каолинита могут заноситься далеко в море. При их длительной морской транспортировке меняется лишь совершенство кристаллической решетки минерала (Казанский, Соколова, 1961).

Таким образом, приведенные выше данные свидетельствуют, что возникновение большей части монтмориллонитовых глин в глауконитово-кремнистой формации следует связать с преобразова-

нием пирокластики и, возможно, с гидротермальной деятельностью.

Глауконит, как и монтмориллонит, широко распространен в составе глауконитово-кремнистой формации, и это отражено в ее названии. Выявлены различные генетические типы глауконита в современных морских отложениях (Лисицина, Бутузова, 1981): 1 — диагенетическое преобразование железо-алюминиево-кремневого геля; 2 — синтез из растворов на стадии раннего диагенеза; 3 — преобразование биотита и других слюдистых минералов; 4 — химическое замещение ряда минералов (полевые шпаты, пироксены и др.), а также вулканического стекла и биогенного кремнезема; 5 — преобразование деградированных 2:1 силикатов с относительно низким зарядом решетки путем вхождения в нее адсорбированных ионов железа и калия; 6 — образование в местах подводной разгрузки гидротермальных растворов в областях вулканизма.

Применительно к характеризующейся формации выше отмечалось, что обычно генезис большей части глауконитов геологи связывают с гальмиролизом вулканических пеплов. Установлены факты замещения глауконитом биотита, коллофана и других алюмосиликатных минералов при гальмиролизе, и считается, что на Восточно-Европейской платформе сопутствующий вулканизму эксгальциционно-осадочный процесс сопровождался формированием глауконитовых пород в рассматриваемую эпоху (Муравьев, 1983).

В Западной Сибири также выявлена пространственная сопряженность обогащенных глауконитом мезозойско-кайнозойских толщ с продуктами подводных и наземных извержений, представленных вулканокластикой, гиалокластикой, а также коллоидальными растворами (Ван, 1974).

М.И. Липкина (1980) отмечала, что при современном подводном извержении вулканов в Японском море выносятся большие объемы растворенных веществ. Вблизи действующего вулкана в морской воде возникают пересыщенные различными компонентами перегретые растворы — результат взаимодействия с водой подводных магм и эксгальциаций. В таком перегретом растворе в придонной части моря и происходит образование глауконитового геля. Химические анализы глауконита и глауконитовых пород свидетельствуют, что в растворе, из которого выпадал глауконит, в избытке содержался кремнезем. Этот кремнезем осаждался из растворов, образуя различные минералы: опал, халцедон и кварц. Таким образом, при гидротермальном образовании глауконита совместно с ним формировались кремнистые породы, и подобный минеральный состав характерен для глауконитово-кремнистой формации.

В целом, учитывая полигенную природу глауконита в характеризующейся формации, следует считать, что в большинстве случаев его образование

связано с гальмиролизом вулканических пеплов и с разгрузкой гидротерм.

Установлено также, что бассейны с интенсивной пепловой седиментацией благоприятствовали развитию радиолярий и диатомей (Дзоценидзе, 1965; Хворова, 1968). Это объясняет широкое развитие биогенных силицитов в древних морских отложениях Западной Сибири, обогащенных пепловым материалом (включая отложения глауконитово-кремнистой формации). Известно, что пирокластика привносит в осадочные бассейны большое количество редких элементов, сорбированных на поверхности пепловых частиц (Ван, 1977; Гушенко, 1965). Это стимулировало развитие планктонных и бентосных организмов, в том числе и с кремневым скелетом. Кроме того, вулканический пепел — хорошее удобрение для наземной растительности, и поэтому области пеплопадов характеризуются высокой биологической продуктивностью. Этот вывод распространяется и на морские планктонные и бентосные организмы, обитавшие в мезозойско-кайнозойских морях Западной Сибири при интенсивном пеплонакоплении (Ван, 1977).

В составе глауконитово-кремнистой формации наряду с охарактеризованными выше продуктами вулканизма широко представлены хемогенные и биогенные силициты (трепелы, опоки, кремни, диатомиты, спонголиты). В работах многих авторов показано, что насыщение морских вод растворимым кремнеземом было связано с его поступлением из площадных каолиновых или латеритных кор выветривания, развитых на прилегающей суше. Однако выше отмечалось, что элювиальный источник кремнезема способствовал широкому накоплению в составе формации лишь биогенных силицитов (диатомитов и спонголитов) в древних морях областей с гумидным климатом. Для формирования хемогенных пород (трепелов и опок) из пересыщенных кремнеземом морских вод требовался дополнительный гидротермальный приток кремнезема, и этот же источник активизировал накопление биогенных силицитов. Однако последние формировались на удалении от очагов разгрузки гидротерм, где термальные растворы не приводили к гибели организмов.

В характеризующую пограничную мел-палеогеновую эпоху, помимо кор выветривания и гидротерм, другие источники поступления кремнезема в моря связывают с гальмиролизом вулканических пеплов, а также с апвеллингом глубинных холодных вод (Ахлестина, Иванов, 1998; Дистанов и др., 1969; Казаринов и др., 1969; Муравьев, 1983). Если первая гипотеза обоснована фактическими данными, то вопрос о существовании апвеллингов остается пока не решенным. Трудно предположить поступление глубоководных, обогащенных кремнеземом холодных глубинных вод (арктических — для Западной Сибири или из океана Тетис — для Восточно-Европейской платформы) в мелководные

моря, покрывавшие большие площади древней выровненной суши (где господствовал жаркий субтропический климат). Отрицание влияния апвеллингов на формирование силицитов пограничной мел-палеогеновой эпохи в Западно-Сибирском море содержится и в упомянутой выше публикации В.П. Казаринова с соавторами.

Участие гидротерм в образовании хоперского горизонта

Установлено, что большинство пород палеоценового хоперского горизонта (развит на юге Воронежской антеклизы в пределах Доно-Хоперского междуречья и участвует в строении глауконитово-кремнистой формации) имеет гидротермальное и гидротермально-осадочное происхождение, и доказательства этого вывода приведены в первой статье (Цеховский, 2017). В его строении преобладают различные по составу хемогенные породы (гетит-гидрогетитовые железные руды, силициты, фосфаты, алюмосульфаты, галлуазитовые и монтмориллонитовые с бемитом). Следует отметить также образование по подстилающим верхнемеловым карбонатным породам или их обломкам, содержащимся в хоперском горизонте, метасоматитов (гетит-гидрогетитовых, опалитовых, фосфатных) и появление глинистых продуктов гальмиролиза карбонатных пород. Общая мощность отложений обычно не превышает 5–8 м. Сведения об участии гидротерм в образовании хоперских пород в той или иной мере могут быть распространены и на другие участки, где на дне древнего морского бассейна в пограничную мел-палеогеновую эпоху осуществлялась разгрузка гидротерм.

В настоящее время результаты работ многих геологов позволяют реконструировать геологическую историю региона, где накапливались породы хоперского горизонта, а также выявить закономерности осадконакопления в условиях активной гидротермальной деятельности.

В начале позднего мела этот район представлял собой морской залив, в котором накапливались карбонатные толщи (туронские мергели или писчий мел) и глауконитово-кварцевые пески сеноманского возраста (Савко и др., 2001; Семенов, 1965). Предполагается, что на рубеже мела и палеоцена произошла регрессия моря, что привело к появлению перерыва в осадконакоплении и к латеритному выветриванию обнажившихся верхнемеловых пород, а также к карстообразованию на карбонатных породах и накоплению палеоценовых пород хоперского горизонта. Однако если вывод о кратковременной регрессии моря не вызывает возражений, то вывод о длительном существовании суши и о латеритном выветривании развитых здесь пород пока не подтверждается фактическим материалом.

В этом районе Воронежской антеклизы пока достоверно не обнаружены реликты латеритной коры выветривания, в составе хоперского горизонта отсутствуют каолинит-гиббситовые продукты ее перебива, а маломощный глинистый покров, развитый в кровле карбонатных пород, подстилающих хоперский горизонт, является реликтом нижней зоны латеритного элювия и связан с подводным выветриванием (гальмиролизом) карбонатных отложений. Таким образом, древняя суша, обнажившаяся после регрессии моря, в начале палеоцена была вновь покрыта морем и во время перерыва осадконакопления шли процессы гальмиролиза и глинообразования по верхнемеловым карбонатным отложениям. Кроме карбонатных пород на отдельных участках морского дна эрозией вскрывались также песчаные толщи сеномана.

Схема строения палеоценового хоперского горизонта приведена на рис. 2. Его породы мощностью до 5–8 м залегают на выровненной и местами закарстованной поверхности верхнемеловых отложений (туронские писчий мел и мергели, а также глауконитово-кварцевые пески сеноманского возраста). Перекрывающими отложениями служат нижнеэоценовые пески с линзами кварцитовидных песчаников каневской свиты. По латерали на юге Воронежской антеклизы породы хоперского горизонта фашиально сменяются песчано-глинистыми отложениями палеоценовой сумской серии, содержащими линзы и прослойки силицитов (трепелов, опок, диатомитов).

Непосредственно в местах разгрузки гидротерм на дне морского бассейна сформировались различные типы залежей хоперского горизонта (рис. 2: куполовидные (I), пластовые и линзовидно-пластовые (II), а также карстовые, заполняющие поверхностную карстовую воронку (III) и подземную карстовую полость (IV)). Характеристика этих залежей была приведена ранее (Цеховский, 2017), и хотя их строение и состав слагающих пород меняются повсеместно, в нижней части присутствуют гетит-гидрогетитовые руды, а в верхней части и на флангах появляются силициты.

Там, где хорошо обнажены породы ложа хоперского горизонта, в них отчетливо видны субвертикальные дайки опалитов, фиксирующих подводящие каналы гидротерм (залежь I). В плохо обнаженных участках (залежи II и III) их присутствие предполагается. Кроме того, путями подтока к поверхности термальных вод служили субвертикальные полости гидротермокарста (залежь IV), заполненные различными по составу породами (гетит-гидрогетитовыми рудами, алунит-галлуазитовыми породами и др.).

Особенности строения хоперских залежей позволяют считать, что на начальном этапе в местах разгрузки гидротерм формировались железные руды, а на завершающем — опалитовые трепела и опоки. При этом на завершающей стадии циркуляции

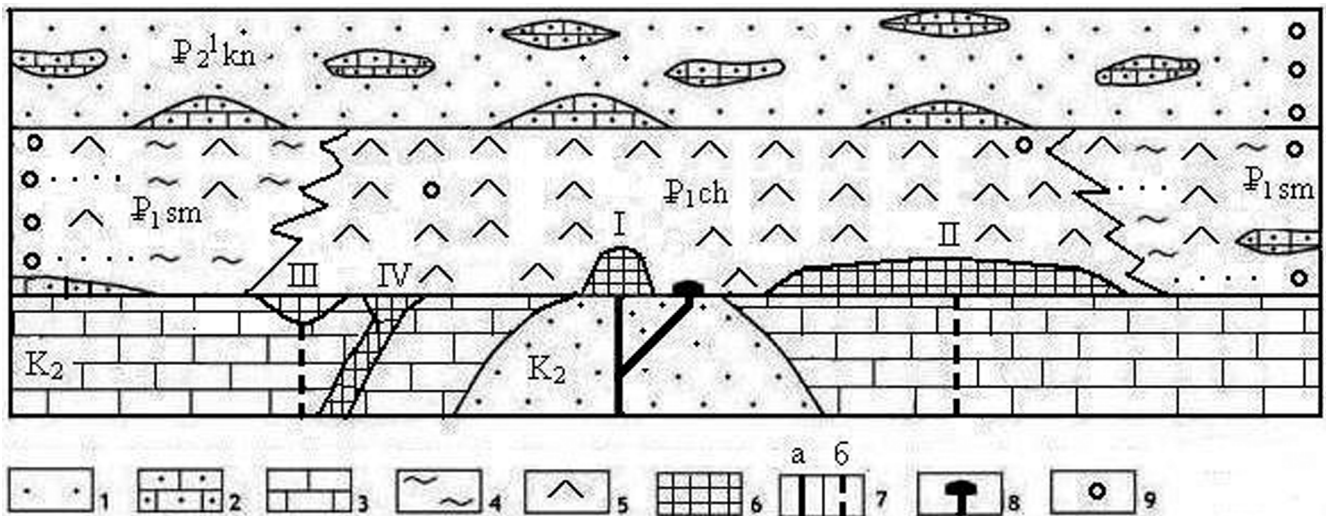


Рис. 2. Схема строения палеоценового хоперского горизонта, по (Цеховский и др., 2005б), с уточнениями: 1 – пески; 2 – кварцито-видные песчаники; 3 – писчий мел или мергели; 4 – глины иллит-сметкитовые; 5 – трепелы, опоки, местами фосфатизированные, с линзами глин и фосфоритов; 6 – залежи хоперского горизонта: I – куполовидные, II – линзовидно-пластовые, III – гидротермокарстовые поверхностные; IV – гидротермокарстовые подземные; 7 – кремнистая дайка (а – достоверная, б – предполагаемая); 8 – кремнистый булавообразный раздвиг в кровле дайки; 9 – находки микрофауны. Индексы стратиграфических подразделений: K_2 – верхнемеловые отложения. Надписи: $P_1 ch$ – хоперский горизонт, $P_1 sm$ – сумская серия, $P_2^1 kn$ – каневская свита

растворов происходила также кольматация опалом каналов в верхнемеловых отложениях. В этой связи отметим, что смена химизма восходящих термальных растворов, приводящих к возникновению различных по составу минеральных парагенезов, а также кольматация подводящих каналов опалом – обычное явление для современных гидротерм, что показано на примере Курило-Камчатского региона (Ерошев-Шак, 1992).

Следует отметить, что подстилающие хоперский горизонт верхнемеловые карбонатные породы нередко представлены скоплениями обломков, причем такие обломки встречаются также непосредственно в железных рудах, силицитах и глинах и часто под воздействием минерализованных термальных растворов они метасоматически замещались гетит-гидрогетитом, опалом и фосфатами. При подобном замещении писчего мела опалом и фосфатами нередко хорошо сохраняется структура карбонатных пород и контуры известковых скелетов организмов. В случае замещения карбонатных пород железными рудами их исходная структура не улавливается, но она хорошо проявляется в окремненных участках руд, где встречаются пятнистые выделения опала.

Среди карстовых залежей отмечаются два их типа: заполняющие карстовую воронку на поверхности карбонатных пород (III) и выходящую на поверхность полость подземного карста. Ранее отмечалось (Цеховский, 2017), что породы хоперского горизонта могут заполнять особую разновидность карстовых депрессий, которая называется гидротермокарстом. Его образование не связано с карстообразованием на поверхности карбонатных пород при регрессии моря; он может формироваться и на его дне в местах циркуляции термальных вод или в толщах карбонатных пород, охватывая обо-

лочку земной коры до глубины 12 км (Ежов и др., 1992; Кутырев и др., 1989). Воронки и полости гидротермокарста обычно имеют глубину до 10 м, их диаметр не превышает 10–100 м. Стенки воронок могут быть пологие, но чаще они крутые (вплоть до вертикальных).

Образование воронок и полостей гидротермокарста происходило синхронно с их кольматацией инфлюином. Последний сложен продуктами гидролиза и метасоматоза карбонатных пород, скоплениями их обломков (обычно неокатанных и несортированных), а также хемогенными, выпавшими из растворов осадками.

В отличие от хоперского горизонта накопление карстовых каолинит-бокситовых толщ осуществлялось в более крупных карстовых депрессиях (рис. 3). В строении разрезов, сложенных терригенными продуктами перемыва латеритных кор выветривания, в этом случае отмечается смена фаций от делювиальных и пролювиальных в бортах до озерных, озерно-болотных и аллювиальных в центре с разной степенью сортировки и окатанности обломков пород. Характерный их признак – появление внутриформационных кор выветривания, где в области аккумуляции осуществлялась вторичная бокситизация осадков.

Гетит-гидрогетитовые руды представляют собой важную составляющую пород хоперского горизонта. Возможность участия гидротерм в формировании подобных руд подтверждается рядом данных. В современную эпоху с их разгрузкой связывают появление гетитовых илов в прибрежно-морских фациях Курильских островов (Зеленов, 1962) и образование гидротермально-осадочных гетитовых руд в морских и океанических осадках ряда акваторий (Бутузова, 2003). Подобный генезис имеют и многие оолитовые мезозойско-кайнозойские железные руды

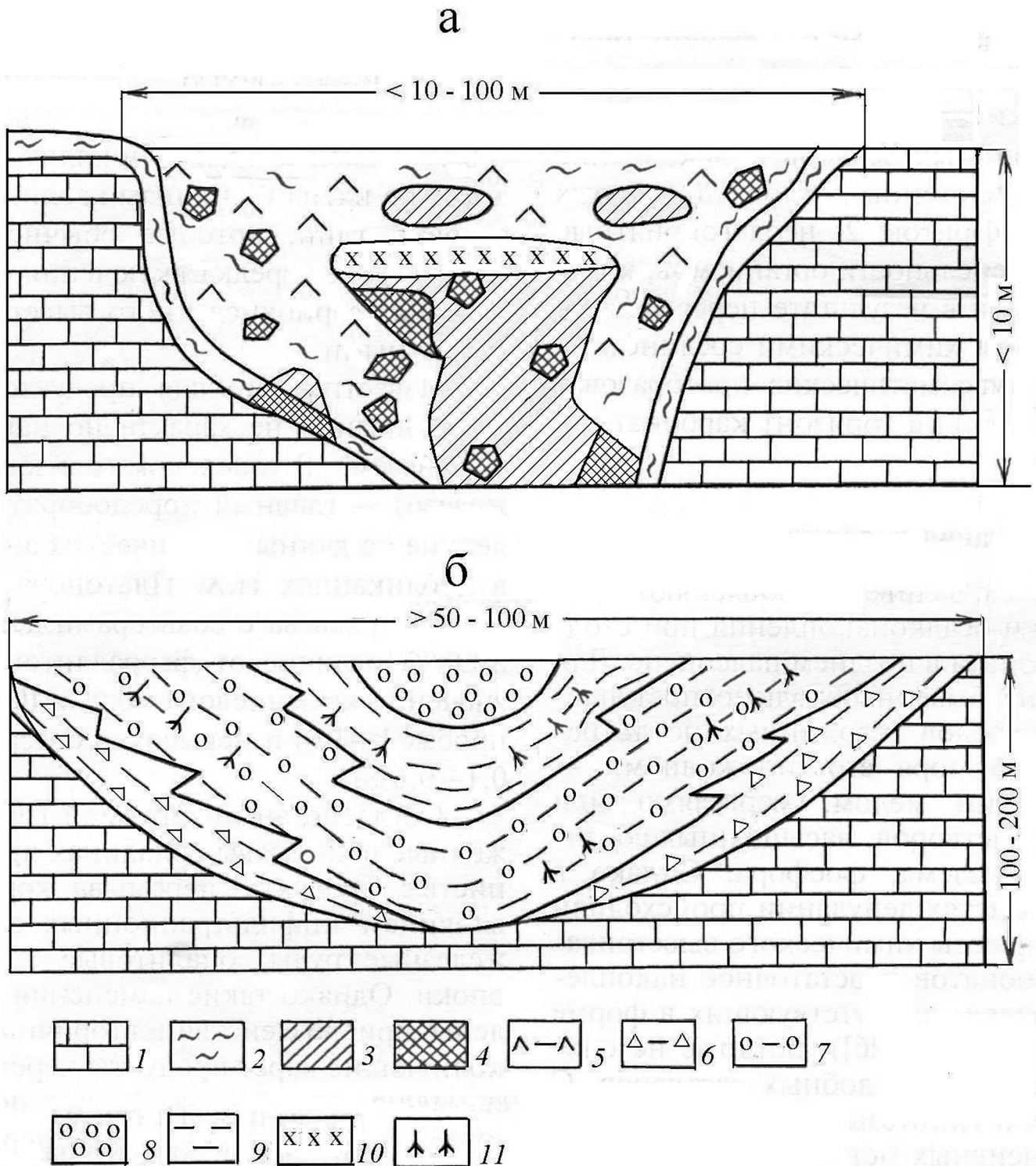


Рис. 3. Схема строения хоперского гидротермокарста, кольтатированного инфлюием (а) и бокситоносной эрозионно-карстовой депрессии (б), по (Цеховский и др., 2005б): 1 – карбонатные породы; 2 – глины зеленые иллит-сметкитовые; 3 – гетитовые руды; 4 – метасоматты гетитовые, опаловые или фосфатные по карбонатным породам; 5 – трепелы или опоки; 6–8 бокситы: 6 – шебнисто-гравийные, делювиальные, красноцветные, 7 – галечно-бобовые красноцветные, 8 – галечно-бобовые, белые (отложения балочного аллювия); 9 – глины красноцветные, пролювиальные; 10 – хемаллиты (галлаузитовые глины с алюмосульфатами и бемитом); 11 – горизонты латеритных ископаемых почв (неозлювий)

Европы, приуроченные к рифтовым структурам или другим зонам растяжения земной коры (Стахович, 1986). Сведения о поступлении с гидротермами фосфора в современные или древние морские бассейны содержатся в ряде публикаций (Бродская, 1974; Дзоценидзе, 1965). Поэтому нельзя

исключить, что, по крайней мере, часть хемогенных хоперских фосфатов может иметь гидротермальное происхождение.

Источником сернокислотных растворов, участвовавших в образовании хоперских хемаллитов, также могли служить приповерхностные инфиль-

традиционные или глубинные термальные воды. В первом случае они обычно возникают при окислении скоплений сульфидов в осадочных толщах. Однако в составе хоперского горизонта, а также в подстилающих и перекрывающих отложениях отсутствуют крупные скопления сульфидов. Эти факты противоречат гипотезе В.Т. Боброва (1982), считавшего хоперские железные руды продуктами окисления первичных пирит-сидеритовых пород, сформировавшихся в озерно-болотных фациях. И они же противоречат инфильтрационной гипотезе образования алюмо-сульфатглиноземистых хоперских хемаллитов, присутствующих в залежи гидротермокарста (рис. 2, залежь IV). В то же время для гидротермальных систем возникновение подобного парагенеза – характерное явление (Ерошев-Шак и др., 1993; Лизалек, Фиалатов, 1986; Черкасов, 1989).

Таким образом, хоперский горизонт суть важнейший объект, где гидротермальная деятельность контролировала осадконакопление в пограничную мел-палеогеновую эпоху.

Осадконакопление на древней суше

Выше отмечалось, что в пограничную мел-палеогеновую эпоху платформенная суша в областях с гумидным климатом была пенеупленезирована и покрыта мощным чехлом площадных латеритно-каолиновых кор выветривания. Их реликты повсеместно встречаются на востоке изученной территории – в Приуралье, Западной Сибири, Северном и Восточном Казахстане, Алтае и Саянах. В пределах Восточно-Европейской платформы (ее северной части, где располагалась древняя пенеупленезированная суша) коры выветривания были размыты во время многочисленных морских трансгрессий и регрессий, но об их былом существовании свидетельствуют зрелые по составу кварцевые пески или песчаники, встречающиеся в прибрежных отложениях глауконитово-кремнистой формации.

В ряде публикаций (Никонова, 1987; Никонова, Худяков, 1982; Цеховский, 2015а, б) показано, что возникновение пенеупленезов с корами выветривания на рубеже мела и палеогена в пределах Евразии связано с эпохой деструктивного тектогенеза, во время которой доминировали обстановки растяжения земной коры. Последние сопровождалась на платформах проявлениями базальтового вулканизма и гидротермальной деятельности, которые усиливались на подвижных окраинах континентов, где дополнительно активизировались процессы рифтообразования. К подобному же выводу пришел Е.Е. Милановский (1995), также отмечавший появление пенеупленезов в эпохи экспансионного (деструктивного) тектогенеза.

На платформенной суше в Центральной Евразии существовали редкие разрозненные очаги преимущественно базальтового вулканизма (рис. 1). На-

личие единичных местных вулканов подтверждено находками эффузивов: в Северном Приуралье, у северного обрамления Казахского щита, в пределах Минусинской впадины и на юго-востоке Воронежской антеклизы. Об их существовании свидетельствует также появление грубой пирокластике в Южном Приуралье, на юге Воронежской антеклизы и в Западной Сибири.

Выше отмечалось высокое насыщение пирокластикой (связанной с местными или удаленными очагами вулканизма) морских отложений пограничной мел-палеогеновой эпохи. При этом на прилегающей суше ее присутствие в континентальных отложениях пока не установлено. Это связано с тем, что на древней суше, в области с субтропическим гумидным климатом при господстве процессов субаэрального диагенеза происходило довыветривание поступавшего терригенного материала (включая и вулканические пеплы). Возникавший при этом каолинит не отличается от этого минерала, образовавшегося в корях выветривания на алюмосиликатных породах фундамента, и поэтому не представляется возможным доказать его первичную генетическую связь с пирокластикой.

Процессы растяжения земной коры активизировали гидротермальную деятельность, что было показано на примере морской глауконитово-кремнистой формации. На прилегающей пенеупленезированной суше, где накапливались продукты перемыва кор выветривания, к гидротермалитам относятся лишь кварцитовидные песчаники с отпечатками наземной листовой флоры в Южном Поволжье, а также алюмосульфаты в северной части Зайсанской впадины.

Вероятно также, что и гидротермы (как и коры выветривания) поставляли растворимый кремнезем в области аккумуляции континентальных отложений и способствовали интенсивному окремнению кварцево-каолиновых осадков. В прилегающих древних морях роль гидротерм как важных поставщиков растворимого кремнезема была показана выше. Трудно предположить, что гидротермальная деятельность не затрагивала и прилегающую сушу. Но прямые доказательства участия гидротерм в окремнении континентальных толщ пока отсутствуют, однако при дальнейших исследованиях решению этого вопроса следует уделить должное внимание.

Ряд авторов отмечали синхронность усиления вулканизма и формирования мощных площадных кор выветривания, что характерно для эпох деструктивного тектогенеза (Ван, 1974; Милановский, 1995; Савко и др., 1999; Цеховский 2015а, б). При этом считают (Разумова, 1977; Цеховский и др., 2008), что термальные воды принимали активное участие в образовании кор выветривания, не только мощных линейных, связанных с зонами разломов, но и покровных площадных, образующих сплошной

чехол в областях денудации. В приповерхностных участках термальные воды, поднимаясь по разломам, смешивались с инфильтрационными и активизировали процессы выветривания.

Известно, что на суше в современных областях вулканизма гидротермальная деятельность нередко сопровождается каолинизацией пород (Ерошев-Шак, 1992; Ерошев-Шак и др., 1993; Юдович, Кетрис, 2010). Поэтому и на платформенной суше, где осуществлялась разгрузка гидротерм, последние (вместе с элювиальными процессами) также участвовали в формировании каолиновых кор выветривания.

Наряду с гидротермами другие эндогенные процессы усиливают процессы каолинового выветривания. В частности, в эпохи интенсивного вулканизма и гидротермальной деятельности выброс газов (включая CO_2) менял состав атмосферы и приводил к потеплению климата (вследствие парникового эффекта), что благоприятствовало процессам выветривания. Кроме углекислоты, атмосфера насыщалась и другими эндогенными газами: Cl , SO_2 , SO_3 , H_2S , F , которые, растворяясь в поверхностных водах, подкисляли их, что также усиливало процессы выветривания (Муравьев, 1983).

Важно отметить, что пограничная мел-палеогеновая эпоха деструктивного тектогенеза характеризовалась масштабным накоплением продуктов вулканизма. Это особенно ярко проявилось на подвижных окраинах материков и наиболее сильно — в океанах (Цеховский, 2015 а, б), где, по мнению Г.Ф. Макаренко (1988, 1997), формировались глобальные вулканические кольца, а объемы излитых лав и газовых выбросов были грандиозны и катастрофичны. По данным (Гранник, Мархинин, 1974), интенсивная вулканическая деятельность изменяет соленость и газовый состав океанической воды и атмосферы и тем самым активизирует процессы выветривания (как наземного, так и подводного, связанного с гальмиролизом). Поэтому, вероятно, высокая эндогенная активность усиливала процессы выветривания в характеризуемую эпоху.

Необходимо также учитывать влияние на осадконакопление глубинных газов (особенно углекислого газа и метана), сопровождающих вулканогенно-гидротермальную деятельность (Бутузова, 2003), также приуроченных к зонам растяжения земной коры в платформенных областях (Сывороткин, 2002). При этом повышение количества углекислоты в водах активизирует хемогенное и биогенное образование карбонатов. Дополнительным важным источником углекислоты является метан, который перерабатывается метанотрофными бактериями с выделением воды и углекислого газа. Поэтому можно предположить, что на юге (где проявлялась аридизация гумидного климата и происходило интенсивное образование карбонатных пород) этот процесс был связан не только

с поступлением карбонатов кальция из аридных кор выветривания суши, но также имел место и в зонах разгрузки глубинных газовых флюидов.

В целом результаты исследований (изложенные в настоящей работе и ранее опубликованные (Цеховский, 2017)) свидетельствуют о важном вкладе продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности в образование отложений пограничной мел-палеогеновой эпохи. Установлено, что разгрузка гидротерм на дне платформенных морей происходила и за пределами областей развития очагового вулканизма, где формирование гидротерм было связано с глубинными процессами катагенеза. А в накоплении вулканических пеплов и продуктов их преобразований (камуфлированной пирокластики) ведущую роль, вероятно, играли удаленные очаги вулканизма, расположенные на периферии платформ в подвижных участках континентов (Цеховский, 2015а, б).

Заключение

На примере тектонически стабильных платформ Центральной Евразии установлено, что в пограничную мел-палеогеновую эпоху деструктивного тектогенеза (с доминированием обстановок растяжения земной коры) происходило интенсивное обогащение осадочного чехла продуктами вулканизма и гидротермальной деятельности. При этом эндогенные процессы способствовали пенепленизации рельефа, активизировали образование мощных площадных кор выветривания с продуктами ее перемива. В областях осадконакопления при небольших объемах терригенного материала (поступавшего из выровненных областей денудации) накопление продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности во многом определяло особенности процессов седиментогенеза в морях и на суше для областей с гумидным субтропическим палеоклиматом. По этому признаку характеризуемая древняя эпоха деструктивного тектогенеза резко отличается от современной и более древних эпох конструктивного тектогенеза (с доминированием обстановок сжатия земной коры), когда седиментогенез на платформах контролируется преимущественно экзогенными процессами.

С высокой эндогенной активностью на рубеже мела и палеогена связывают ряд необычных геологических явлений: иридиевую аномалию, изменение фауны, широкое развитие горючих сланцев. Однако причины их возникновения остаются пока дискуссионными. И в целом изучение влияния вулканизма и гидротерм на процессы осадконакопления и биоту, а также раскрытие причин необычных вышеупомянутых геологических явлений характеризуемой эпохи необходимо продолжить.

Работа выполнена по госбюджетной теме ГИН РАН 0135-2014-0067.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьева Н.И.* О составе глинистого материала палеогеновых диатомитов Среднего Поволжья // Тез. докл. к междунар. науч. конф. «Глины и глинистые минералы», Воронеж, 28 июня – 3 июля 2004 г. Воронеж: Воронежск. ун-т, 2004. С. 13–14.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* Силициты верхнего мела и палеогена Поволжья. Саратов: Изд-во гос. УНЦ «Колледж». 1998. 76 с.
- Бобров В.Т.* Осадочные высокоглиноземистые породы мезозоя Русской платформы // Коря выветривания Русской платформы и их рудоносность / Ред. С.В. Левченко. М.: Наука, 1982. С. 111–147.
- Бровков Г.Н.* Факторы и особенности постседиментационных преобразований пепловой пирокластики // Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск: Изд-во Дальневосточного политехнического института, 1974. С. 37–39.
- Бродская Н.Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М.: Наука, 1974. 198 с.
- Бутузова Г.Ю.* Гидротермально-осадочное рудообразование в мировом океане. М.: GEOS, 2003. 156 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. о-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 геологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1976. С. 60–64.
- Ван А.В.* Вулканизм и нефтеобразование // Геология, минералогия, петрология, литология, полезные ископаемые Сибири. Кемеровское книжное изд-во, 1977. С. 114–116.
- Ван А.В.* Масштаб участия вулканизма в осадкообразовании // Теоретическая и генетическая минералогия / Ред. А.А. Годовиков. Всес. минерал. о-во. Западно-Сибирское отд. Тр. Вып. 8. Новосибирск: Наука, 1980. С. 60–63.
- Горюшкин В.В.* Бентонитовые глины Калачской возвышенности // Литология и полезные ископаемые Центральной России. Воронеж: Воронежск. ун-т, 2000. С. 27–28.
- Гранник В.М., Мархинин Е.К.* Главные факторы генезиса вулканогенно-осадочных формаций // Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тезисы IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск: Изд-во Дальневосточного политехнического ин-та, 1974. С. 10–11.
- Гущенко И.И.* Пеплы северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. 144 с.
- Дзоциндзе Г.С.* Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 153 с.
- 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. Казань: Тат. кн. изд-во, 1969. 331 с.
- Ежов Ю.А., Лысенин Г.П., Андрейчук В.Н.* и др. Карст в земной коре: распространение и основные типы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1992. 76 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.
- Ероцев-Шак В.А.* Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 130 с.
- Ероцев-Шак В.А., Набоко С.И., Золоторев Б.П.* и др. Постэруптивная сольфатарная и гидротермальная аргиллитизация в кальдере Узон (Камчатка) // Изв. Секции наук о Земле РАЕН. 1993. № 3. С. 137–150.
- Зеленов К.К.* Гидротермы активных вулканов Курильской гряды как источник накопления железа и алюминия в морских бассейнах // Вопросы вулканизма. Тр. Первого Всесоюз. вулканологического совещ. 23 сентября – 2 октября 1959 г. / Ред. В.И. Влодавец. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 63–66.
- Казанский Ю.П.* Выветривание и его роль в осадко-накоплении // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 73. Новосибирск.: Наука, 1969. 126 с.
- Казанский Ю.П., Соколова М.Ф.* Каолиновые минералы в меловых отложениях Среднего Приобья // Геол. и геофиз. 1961. № 11. С. 23–29.
- 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.
- Калуцкая С.А.* Бентонитовые глины кайнозоя Воронежской антеклизы // Бентониты / 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.
- Кирсанов Н.В.* Генетическая классификация и закономерности размещения бентонитовых глин // Сырьевая база бентонитов СССР и их использование в народном хозяйстве / Ред. В.П. Петров. М.: Недра, 1972. С. 39–56.
- Кирсанов Н.В., Сабитов А.А.* Вулканизм и бентонитообразование // Вулканогенно-осадочный литогенез. Краткие тез. IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск: Изд-во Дальневосточного политехнического института, 1974. С. 71–72.
- Кутырев Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С.* Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989. 311 с.
- Лизалек Н.А., Филатов Н.Ф.* Геология и генезис алюминитов Сибири // Сов. геол. 1986. № 3. С. 41–49.
- Липкина М.И.* Глауконитовые породы подводных вулканических гор Японского моря // Литология и полезн. ископаемые. 1980. № 4. С. 44–54.
- Лисицин А.П.* Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний / Ред. П.П. Тимофеев, В.Н. Холодов. М.: Наука, 1981. С. 20–45.
- Лисицина Н.А., Бутузова Г.Ю.* К вопросу о генезисе океанических глауконитов // Литология и полезн. ископаемые. 1981. № 5. С. 91–96.
- Макаренко Г.Ф.* Симметрия в размещении структур Земли и глобальные вулканические кольца мел-палео-

геновой катастрофы // Тихоокеанская геол. 1988. № 2. С. 102–108.

Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризы, структурная симметрия Земли М.: Геоинформмарк, 1997. 96 с.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры (на примере Курильской островной дуги). М.: Наука, 1967. 255 с.

Милановский Е.Е. Пульсация Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.

Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконитово-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 205 с.

Никонова Р.И. Рифтогенные зоны Евразийской окраины как зоны деструктивного эндо- и экзогеоморфогенеза // Геодинамика морфоструктур / Ред. А.А. Ищенко, С.М. Тащи, И.И. Крылов. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 20–32.

Никонова Р.И., Худяков Г.И. Структурно-тектонические условия формирования пенеплена // Морфоструктуры Дальнего Востока / Ред. А.П. Кулаков, С.М. Тащи. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 13–23.

Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 155 с.

Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. и др. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы. Воронеж: Воронежск. ун-т, 2001. 132 с.

Савко А.Д., Свиридов В.А. Эволюция минерального состава глин в зависимости от условий их седиментации (на примере кайнозойских отложений Воронежской антеклизы) // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина. 2015. Т. 1. С. 293–296.

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. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежск. ун-та, 1965. 280 с.

Стахович М.А. Рифтогенез и юрские оолитовые железные руды Европы // Сов. геол. 1986. № 9. С. 41–52.

Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.

Фанерозойские осадочные палеобассейны России: проблемы эволюции и минерагения неметаллов / У.Г. Дистанов, Е.М. Аксенов, Н.И. Ведерников и др. М.: ЗАО Геоинформмарк, 2000. 400 с.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 222 с.

Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во Моск. ун-та. Кн. 1. 1992. 336 с.; Кн. 2. 1993. 432 с.

Фролов В.Т. Глобальность выветривания // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1994. № 5. С. 31–42.

Харлашин А.П., Шатков Н.Г., Уткина Н.Е. Гидротермально-осадочный литогенез в раннем карбоне северо-запада Русской платформы (на примере Пикалевского месторождения бентонитовых глин, Ленинградская область) // Литология и полезные ископаемые Центральной России. Воронеж: Воронежск. ун-т, 2000. С. 97–98.

Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. 1. Осадкообразование / Ред. И.В. Хворова. Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 195. М.: Наука, 1968. С. 9–136.

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. Участие вулканизма и гидротерм в платформенном осадконакоплении пограничной мел-палеогеновой эпохи деструктивного тектогенеза на территории Центральной Евразии. Статья 1. Палеогеография, продукты вулканизма и гидротермальной деятельности // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92, вып. 4. С. 34–48.

Цеховский Ю.Г., Богатырев Б.А., Жуков В.В., Яна-скурт О.В. Роль экзогенных и эндогенных процессов в формировании бокситов // Изв. Секции наук о земле РАЕН. 2008. Вып. 16. С. 65–82.

Черкасов Г.Н. Генетическая модель проявлений алюмосульфатов и их поисковые критерии // Сов. геол. 1989. № 1. С. 43–49.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические и минералогические индикаторы вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 412 с.

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