



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ЭВОЛЮЦИЯ
ЛИТОГЕНЕЗА
В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ**

НОВОСИБИРСК-1981

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1981



Статьи сборника освещают различные аспекты учения об осадочных породах и формационного анализа, показывая зависимость формирования рудных и нерудных осадочных полезных ископаемых от меняющихся в геологической истории Земли обстановок осадочно-породообразования.

Ответственные редакторы:

А.Л.Яншин, М.А.Жарков, Ю.П.Казанский

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый сборник освещает основные результаты научных исследований лабораторий осадочных формаций и литологии Института геологии и геофизики СО АН СССР, выполненных в период 1976–1980 гг. при разработке двух тем: "Особенности осадочных формаций фанерозоя" и "Особенности морского осадконакопления в позднем докембрии и палеозое Сибирской платформы и ее складчатого обрамления". Проведенные исследования были направлены главным образом на выяснение проблем эволюции осадочного породообразования в геологической истории в связи с познанием закономерностей размещения в земной коре осадочных полезных ископаемых.

В соответствии с указанной тематикой сборник состоит из двух разделов. В первом излагается материал, полученный в результате сравнительного анализа и типизации соленосных, сульфатно-карбонатных, континентальных красноцветных, геосинклинальных и платформенных фосфоритоносных, а также глауконитоносных осадочных формаций.

Во втором разделе освещаются результаты исследований по проблеме "Особенности морского осадконакопления". Эта проблема решена путем разработки основ теории осадконакопления, базирующейся на изучении автохтонных и аллохтонных составляющих природного осадка с последующей реконструкцией условий древней седиментации. Обращено внимание на значение глинистого вещества и глинистых пород в процессах концентрации таких рудных компонентов, как золото, полиметаллы и др. Экспериментальные исследования карбонатной системы использованы для расшифровки древнего карбонатонакопления.

Полные данные о результатах выполненных в течение 1976–1980 гг. исследований можно найти в опубликованных монографиях, сборниках и статьях, список которых приводится в конце каждого раздела. Общее научное редактирование сборника выполнено акад. А. Л. Яншиным. Раздел первый отредактирован д-ром геол. мин. наук М. А. Жарковым, второй — д-ром геол. мин. наук Ю. П. Казанским.

М. А. Шарков

КЛАССИФИКАЦИЯ СОЛЕННЫХ ФОРМАЦИЙ
И ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЕ

I

Вопросы изучения эволюции геологических процессов в истории Земли тесно связаны с решением проблем классификации минеральных масс, выяснением особенностей их состава, строения и условий образования. В зависимости от этого на протяжении более чем 150 лет геологических исследований сложилось несколько научных направлений, отличающихся своеобразным подходом к познанию истории геологического развития Земли и эволюции сформировавшихся в земной коре геологических тел.

Первое направление, нередко именуемое униформистским, или "историко-палеогеографическим", основное внимание уделяет изучению последовательных преобразований обстановок на поверхности и в глубине Земли, которые считаются аналогичными или близкими современным. Второе, широко распространенное и признанное в настоящее время, называется "актуалистическим", или "сравнительно-литологическим". Оно выдвигает на первый план генетический аспект - выяснение условий осадконакопления в прошлые геологические эпохи путем сравнения с современными условиями. Главным является восстановление процесса накопления осадков и установление эволюции этого процесса. Третье направление связано с познанием геохимической истории Земли и может быть названо "геохимическим". Одна из важных задач этого направления - анализ химического состава Земли, ее оболочек, минералов и горных пород, в том числе и осадочных.

Анализируя цели и задачи трех указанных направлений, можно заметить, что первые два - историко-палеогеографическое и сра-

внительно-литологическое — принципиально отличаются от третьего — геохимического. Это отличие заключается главным образом в том, что при геохимических исследованиях четко определяется предмет изучения — химические элементы, тогда как в первых двух направлениях предмет изучения конкретно не устанавливается, а основной упор делается на выяснение обстановок и условий образования осадков и отложений прошлых геологических периодов путем сравнения с современной эпохой. В соответствии с перечисленными тремя направлениями эволюция намечается либо по изучению условий и обстановок геологического прошлого, либо по изменению минералообразования во времени, либо по химической истории. При этом нередко делается вполне обоснованный вывод о том, что на значительном отрезке геологической истории принципиальных качественных преобразований не происходило.

Начиная с 50-х годов нашего столетия стало оформляться новое, четвертое, направление познания эволюции геологических процессов, которое правильнее всего назвать формационным. К этому времени было осознано, что выяснение геологической эволюции должно основываться главным образом на изучении крупных категорий минеральных масс: горных пород, ассоциаций пород и формаций, а также крупных тектонических элементов Земли различного таксономического ранга и происхождения. Эти геологические объекты должны сами по себе являться конкретными предметами исследований, подобно химическим элементам в геохимическом направлении. Изучение эволюции таких природных объектов позволяет наиболее всесторонне познать не только эволюцию осадочного породообразования, но и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. Формационное направление основное внимание акцентирует на изучении геохронологических закономерностей размещения однотипных пород и формаций, поскольку таким путем можно наметить наиболее важные моменты их эволюции.

2

Для выяснения эволюции эвапоритового осадконакопления в истории Земли исключительно большое значение имеет проблема классификации соленосных формаций. С этой целью были проанализированы разновозрастные соленосные формации фанерозоя раз-

личных регионов Земли и предложена их классификация (Жарков и др., 1981). В разработанной классификации классы, подклассы и семейства формаций выделены по составу слагающих их пород (Жаркова, 1981), а группы и подгруппы формаций – по их положению среди окружающих осадочных серий.

На основании того, к какому или к каким классам относятся породы, содержащие легкорастворимые соли или целиком сложенные ими, все формации подразделяются на три класса: хлоридный – А, хлоридно-сульфатный – Б и хлоридно-карбонатный (содовый) – В. Класс Б подразделен на два подкласса в зависимости от того, к какому подклассу – калий- или натрий-сульфатному относятся легкорастворимые сульфатно-хлоридные породы. Различаются подклассы калийно-сульфатный – Бк и натриево-сульфатный – Бн.

Классы и подклассы формаций подразделяются на семейства в соответствии с тем, породы каких семейств входят в состав формаций. При этом учитываются не все семейства пород, а лишь характерные или существенные. Всего выделяется 14 семейств соленосных формаций: четыре – в хлоридном классе, четыре – в калийно-сульфатном подклассе, шесть – в натриево-сульфатном подклассе и четыре – в хлоридно-карбонатном (содовом) классе. Им присваивается цифровая нумерация после буквенного обозначения соответствующего класса или подкласса.

Соленосные формации хлоридного класса подразделяются на четыре семейства – А1, А2, А3 и А4 – в соответствии с тем, какие хлоридные породы в них присутствуют. В семействе А1 это породы только галитовые. В формациях семейства А2 имеются, наряду с галитовыми, породы галит-сильвинового, галит-карналлитового и, значительно реже, галит-сильвин-карналлитового семейств. В формациях А3 заметную роль играют породы бишофитового, бишофит-тахгидритового и тахгидритового семейств, а в А4 – тахгидритового и карналлит-тахгидритового (при отсутствии бишофитсодержащих пород). Таким образом, от семейства к семейству наблюдается последовательное усложнение породного состава формаций, который показывает, какой стадии осолонения достигали солеродные бассейны при образовании формаций того или иного семейства.

В соответствии с породным составом семействам формаций хлоридного класса даются следующие наименования: семейству А1 - галитовое, А2 - галит-сильвин-карналлитовое, А3 - галит-сильвин-карналлит-бишофит-тахгидритовое, А4 - галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое.

Соленосные формации калийно-сульфатного подкласса также подразделяются на четыре семейства: Бк1, Бк2, Бк3 и Бк4. Они отличаются друг от друга в основном по составу сульфатно-хлоридных пород, и лишь семейство формаций Бк4 можно выделить также и по хлоридам. Так, если в формациях Бк1, Бк2 и Бк3 хлоридные породы представлены галитовым, галит-сильвиновым и галит-карналлитовым семействами, то в формациях Бк4, кроме них, широко развиты бишофитовые и бишофитсодержащие породы. Сульфатно-хлоридные породы формаций Бк1 - это в основном породы каинит-галитового, каинит-галит-сильвинового и каинит-галит-сильвин-карналлитового семейств. Кроме того, здесь присутствуют каинитовые породы сульфатного класса и не характерны полигалитовые породы. В формациях семейства Бк2, наряду с каинитсодержащими, присутствуют лангбейнит- и каинит-лангбейнитсодержащие породы. Семейство Бк3 отличается от Бк2 главным образом кизеритсодержащими породами - в основном кизерит-галитового, кизерит-галит-сильвинового и кизерит-галит-карналлитового семейств, и незначительной ролью, а возможно и отсутствием, каинит-лангбейнитсодержащих пород. Для семейства Бк4 наиболее характерны различные бишофитсодержащие породы сульфатно-хлоридного класса. В соответствии с особенностями породного состава семейств формаций калийно-сульфатного подкласса им даются такие названия: семейству Бк1 - каинит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк2 - каинит-лангбейнит-полигалит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк3 - каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлитовое, Бк4 - каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитовое.

Натриево-сульфатный подкласс объединяет шесть семейств: Бн1, Бн2, Бн3, Бн4, Бн5 и Бн6. Во всех формациях этого подкласса имеются породы гипсового и галитового семейств. Отличительная особенность - широкое разви-

тие пород сульфатного и сульфатно-хлоридного классов, основными или характерными породообразующими компонентами которых являются такие натриево-сульфатные минералы как глауберит, тенардит, астраханит и мирабилит. Наиболее простые по составу формации семейства Бн1 характеризуются присутствием пород глауберитового и глауберит-галитового семейств. Весьма близки к ним формации Бн2, отличающиеся присутствием, как правило, небольших количеств пород тенардитового и тенардит-галитового семейств. Значительно более сложный состав имеют формации остальных четырех семейств. Характерная особенность формаций семейства Бн3 - присутствие астраханитсодержащих пород (астраханитовое, астраханит-мирабилит-тенардитовое, астраханит-галитовое и астраханит-эпсомит-галитовое семейства). В меньшей степени, но тоже достаточно широко распространены тенардитсодержащие породы (тенардитовое и тенардит-галитовое семейства). Породы глауберитового, глауберит-гипсового и глауберит-галитового семейств в одних формациях семейства Бн3 занимают главенствующую роль, а в других встречаются спорадически. Не повсеместно распространены породы мирабилитового и мирабилит-тенардитового семейств.

В формациях Бн4 отсутствуют глауберитсодержащие породы (глауберитовое, глауберит-галитовое и т.д. семейства), характерные для большинства формаций Бн3. Выделение семейства Бн4 проводится условно, поскольку отнесенные к нему формации изучены недостаточно широко и нельзя исключить, что в них в дальнейшем могут быть выявлены глауберитсодержащие породы. Определенные предпосылки к этому имеются.

Формации семейств Бн5 и Бн6 по составу слагающих их легкорастворимых пород в целом весьма близки к формациям семейства Бн3. Здесь широко развиты разнообразные тенардит-мирабилит- и астраханитсодержащие породы. Существенная и характерная особенность формаций этих двух семейств - присутствие калийсодержащих пород: каинитового семейства для семейства Бн5, галит-карналлитового (карналлитового) - для семейства Бн6.

Таким образом, натриево-сульфатный подкласс объединяет весьма своеобразные по составу соленосные формации. Подразделение подкласса на шесть семейств, отражает последовательное усложнение состава соленосных формаций связанное с достижением солеродными бассейнами все более высоких степеней осолонения. Учитывая специфические особенности состава семейств формаций им присваиваются следующие названия: Бн1 - галит-глауберитовое, Бн2 - галит-глауберит-тенардитовое, Бн3 - галит-глауберит-тенардит (мирабилит)-астраханитовое, Бн4 - галит-мирабилит (тенардит)-астраханитовое, Бн5 - галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-каинитовое, Бн6 - галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-карналлитовое.

Формации хлоридно-карбонатного (содового) класса подразделяются на четыре семейства: В1, В2, В3, В4. Эти семейства различаются в основном по составу пород карбонатного класса. Хлоридные породы представлены только галитовыми, правда, остается не совсем ясным, присутствуют ли они в формациях семейства В3. Карбонатно-хлоридные породы трона-галитового семейства имеются лишь в формациях В2 и В4, где присутствуют и троновые породы карбонатного класса. Для семейства формаций В1 из карбонатных пород характерны только давсонит-нахколит-содержащие (кальцит-доломит-давсонит-нахколитового и кальцит-нахколитового семейств), для В2 - троновые, нортупит- и шортитсодержащие, для В3 - шортит- и нахколитсодержащие, для В4 - троновые, нахколитовые и ганкситовые. Наименования семейств формаций содового класса следующие: В1 - давсонит-нахколит-галитовое, В2 - нортупит-шортит-трона-галитовое, В3 - шортит-нахколитовое, В4 - ганксит-нахколит-трона-галитовое.

Группы выделены на основании того, среди каких осадочных толщ: сероцветных и (или) красноцветных вне зависимости от их состава залегают соленосные формации. Различаются пять групп формаций. В первую группу (I) включены формации, которые залегают среди сероцветных осадочных серий. Вторая группа (II) объединяет те формации, которые расположены между красноцветными толщами вверху и сероцветными внизу. К третьей группе (III) отнесены формации, подстилающиеся красноцветными и перекрывающиеся сероцветными толщами. Четвертая группа (IV) охва-

тывает соленосные формации, залегающие среди красноцветных осадочных серий. Наконец, пятая группа (У) состоит из таких формаций, которые в одной своей части могут располагаться между красноцветными толщами, а в другой — между сероцветными, либо только частично могут перекрываться или подстилаться сероцветными отложениями, а в основном залегают среди красноцветных толщ.

Подгруппы различаются по составу окружающих соленосные формации осадочных толщ. В первой группе выделены четыре подгруппы: I-1 (о окружающие толщи карбонатные), I-2 (о окружающие толщи терригенно-карбонатные или терригенные), I-3 (подстилающая толща карбонатная, а перекрывающая — терригенная или терригенно-карбонатная), I-4 (подстилающая толща терригенно-карбонатная, а перекрывающая — карбонатная). Во второй группе обособляется три подгруппы. Все они перекрываются красноцветными терригенными сериями, а различаются между собой в зависимости от того, какой состав имеют подстилающие сероцветные толщи: либо карбонатный (подгруппа II-1), либо терригенно-карбонатный (подгруппа II-2), либо терригенный (подгруппа II-3). Третья группа подразделяется на три подгруппы в соответствии со следующим составом окружающих толщ. В подгруппе III-1 подстилающая толща красноцветная терригенная, перекрывающая — сероцветная карбонатная; в подгруппе III-2 подстилающая толща красноцветная терригенная, перекрывающая — сероцветная терригенно-карбонатная; в подгруппе III-3 подстилающая толща глинисто-мергельная гипсоносная, перекрывающая — сероцветная терригенно-карбонатная.

В четвертой группе также представляется возможным выделить три подгруппы: IV-1, где окружающие толщи пестроцветные глинисто-мергельные гипсоносные, IV-2 — окружающие толщи красноцветные терригенные, IV-3 — подстилающая толща красноцветная терригенная, а перекрывающая — пестроцветная глинисто-мергельная гипсоносная.

В пятой группе намечаются две подгруппы. К подгруппе У-1 отнесены такие соленосные формации, которые преимущественно окружены красноцветными терригенными толщами, но с одной стороны частично перекрыты карбонатной толщей. Подгруппа У-2 объединяет соленосные формации, которые на одних участках зале-

гают среди красноцветных терригенных толщ, а на других — среди сероцветных терригенно-карбонатных.

3

Изучение закономерностей возрастного, палеогеографического и палеотектонического размещения выделенных групп, классов, подклассов и семейств позволило установить основные черты эволюции соленосных формаций на протяжении фанерозойской истории галогенеза. Они сводятся к следующему.

1. В первой половине палеозоя (кембрий — силур), когда солеродные бассейны располагались преимущественно на древних платформах и в них происходило исключительно хлоридное соленакопление, образовывались соленосные формации только двух семейств: галитового (A1) и галит-сильвин-карналлитового (A2).

2. После каледонской эпохи складчатости (девон — карбон) в связи с появлением новых в тектоническом отношении районов соленакопления в посторогенных и внутриконтинентальных рифтовых впадинах получили более широкое развитие формации галит-сильвин-карналлитового семейства (A2) и впервые начали образовываться на разных континентах Земли — в Северной Америке и в Евразии — континентальные соленосные формации галит-глауберитового семейства (Bn1).

3. Качественная смена семейств соленосных формаций произошла в герцинскую эпоху складчатости, когда регионы соленакопления начали охватывать территории молодых платформ и посторогенных впадин варисцид. В это время впервые создались благоприятные палеогеографические и палеотектонические условия для образования соленосных формаций калийно-сульфатного подкласса (Bк) — Bк3 и Bк4.

4. Мезозойский и кайнозойский этапы эволюции соленосных формаций, связанные с перемещением основных районов соленакопления в пределы молодых платформ и окраинно-океанических рифтовых впадин, начались повсеместным распространением в триасе и юре формаций семейств хлоридного класса (A): галитового (A1) и галит-сильвин-карналлитового (A2), т.е. тех же семейств, которые были характерны для раннепалеозойского времени. Однако последующая история галогенеза стала развиваться принципиально иначе, чем палеозойская. Если в конце палеозоя появились

формации семейств Бк3 и Бк4, то в мезозое и кайнозое соленосные формации такого состава нигде не образовывались. Вместо них в меловом периоде впервые стали накапливаться новые семейства хлоридного класса (А), такие как галит-сильвин-карналлит-бишофит-тахгидритовое (А3) и галит-сильвин-карналлит-тахгидритовое (А4). В палеогене на смену формаций семейств А3 и А4 пришли формации нового хлоридно-карбонатного (содового) класса (Б), а в неогене, после альпийской эпохи складчатости, опять-таки впервые, стали образовываться в краевых и тыловых орогенных прогибах и во впадинах областей неотектонического орогенеза формации некоторых семейств калийно-сульфатного (Бк1 и Бк2) и натриево-сульфатного (Бн2, Бн3 и Бн5) подклассов.

Т. М. Жаркова

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ФАНЕРОЗОЯ

Соленосные формации в отличие от других осадочных формаций характеризуются большим количеством пород самого разного, часто многокомпонентного состава. Для того, чтобы проводить сравнительный формационный анализ, систематизировать и классифицировать соленосные формации на основе породного состава, необходимо систематизировать и классифицировать все слагающие их породы. До сих пор такой классификации нет, так как дать классификацию пород, общую для всех соленосных формаций, возможно лишь после изучения и обобщения петрографических данных по многим формациям. Предлагаемая классификация пород соленосных формаций разрабатывалась в течение многих лет. Она основана на материалах изучения и обобщения данных о породном составе примерно по пятидесяти формациям мира. Главные из них — это кембрийская соленосная формация Сибирской платформы; силурийская Мичигано-Предаппалачского бассейна; девонские Восточно-Европейского и Западно-Канадского бассейнов; каменноугольные бассейнов Парадокс и Амазонского; пермские Соликамской, Прикаспийской и Чу-Сарысуйской впадин, Центрально-Евро-

пейского бассейна и бассейна Мидконтинент в Северной Америке; юрская Среднеазиатского бассейна; меловые бассейнов Габона, Конго и Кванзы в Африке, Кхарат в Таиланде и Лаосе; неогеновые бассейнов Уинта, Грин-Ривер и Пайсинес-Крик в Скалистых горах, Предкарпатского прогиба, межгорных впадин Средней Азии, Средиземного и Красного морей; четвертичные Данакильской впадины в Эфиопии и Мертвого моря (Жарков, 1977; Жарков и др., 1981; Жаркова, 1981). Материалы по этим формациям позволили, как нам кажется, учесть все (или почти все) разнообразие пород соленосных формаций.

Таблица I

Общая схема подразделения пород соленосных формаций

Группа	Подгруппа	Класс
Формациеопределяющая		Карбонатный, сульфатный, хлоридный, карбонатно-сульфатный, карбонатно-хлоридный, сульфатно-хлоридный, карбонатно-сульфатно-хлоридный
Формациенеопределяющая	Терригенная	Глинистый (глин и аргиллитов), алевро-песчаный (алевролитов и песчаников), грубообломочный (гравелитов, конгломератов и брекчий), смешанный терригенный
	"Нетерригенная"	Фосфатный, боратовый, кремнистый
	Смешанная	?

Общая схема классификации дана в табл. I. В соответствии с ней породы подразделяются на две группы: формациеопределяющую и формациенеопределяющую. Первая объединяет все породы, сложенные более чем на 50% карбонатными, сульфатными

и (или) хлоридными минералами (условно называемые нами "хемогенным" компонентом). Именно к этим классам минералов относятся растворимые в воде соли натрия, калия, кальция и (или) магния, присутствие которых и обуславливает отнесение формаций к соленосным. В группе различаются классы, подклассы, отделы, подотделы, ряды семейств, семейства, подсемейства, ветви, подветви и элементарные группы пород. Для классификации формаций используются нами лишь классы, подклассы и семейства пород. Поэтому здесь рассматриваются только эти подразделения классификации (табл. 2).

Классы пород выделяются в зависимости от того, каким или какими минеральными классами представлены в породах "хемогенные" породообразующие (т.е. содержащиеся в количестве более 5%) минералы. Каждый класс объединяет те породы группы, в которых породообразующие минералы относятся к одному и тому же или одинаковым классам - карбонатному, сульфатному и (или) хлоридному.

Породы всех классов делятся на подклассы в соответствии с принятым нами подразделением классов минералов на характерные и нехарактерные "подклассы". Карбонатные минералы представлены двумя "подклассами": характерным, минералы которого содержат натрий (Na-карбонаты), и нехарактерным, объединяющим карбонаты кальция и (или) магния (Ca/Mg-карбонаты). Сульфатные минералы подразделяются на следующие "подклассы": характерные - это минералы, содержащие калий (K-сульфаты) и магний (Mg-сульфаты), и нехарактерный, объединяющий кальциевые сульфаты (Ca-сульфаты). Среди хлоридных минералов выделяются два характерных "подкласса" - калий-содержащих хлоридов (K-хлориды) и магниевых и кальций-магниевых хлоридов (Ca/Mg-хлориды), и один нехарактерный "подкласс", представленный натриевым хлоридом (Na-хлорид). Каждый породный подкласс объединяет такие породы класса, в составе которых присутствуют либо минералы одного и того же или одинаковых характерных "подклассов", либо минералы характерных "подклассов" вообще отсутствуют (т.е., иными словами, породы сложены минералами только нехарактерного "подкласса").

Таблица 2

Классификация формациопределяющей группы пород соленосных формаций

Класс	Подкласс	Семейство
1	2	3
Карбонатный	Na-карбонатный (или содовый)	Нахколитовое, тронавое, ганкситовое, кальцит-шортитовое, доломит-шортитовое, кальцит-доломит-шортитовое, кальцит-нортузитовое, доломит-нортузитовое, кальцит-доломит-нортузитовое, кальцит-нахколитовое, кальцит-доломит-нахколитовое, кальцит-давсонит-нахколитовое, кальцит-доломит-давсонит-нахколитовое
	Ca/Mg-карбонатный	Кальцитовое, доломитовое, кальцит-доломитовое
Сульфатный	Na-сульфатный	Тенардитовое, мирабилитовое, мирабилит-тенардитовое, глауберитовое, астраханитовое, мирабилит-астраханитовое, тенардит-астраханитовое, астраханит-мирабилит-тенардитовое, глауберит-гипсовое
	Na-K-сульфатный	Шенит-мирабилитовое
	Na-K-Mg-сульфатный	Эпсомит-глазерит-шенит-астраханитовое
	K-сульфатный	Полигалитовое, полигалит-ангидритовое, камнитовое
	K-Mg-сульфатный	Эпсомит-шенитовое
	Mg-сульфатный	Кизеритовое, эпсомит-гипсовое
	Ca-сульфатный	Ангидритовое, гипсовое, гипс-ангидритовое
Хлоридный	Na-хлоридный	Галитовое
	K-хлоридный	Сильвинное, карналитовое, галит-сильвинное, галит-риннеитовое, галит-риннеит-сильвинное, галит-карналитовое, галит-сильвин-карналитовое
	K-Ca/Mg-хлоридный	Карналит-тахидритовое, карналит-бишофитовое, галит-карналит-тахидритовое, галит-карналит-бишофитовое
	Ca/Mg-хлоридный	Тахидритовое, бишофитовое, бишофит-тахидритовое, галит-бишофитовое
Карбонатно-сульфатный	C K-сульфатами	Доломит-полигалитовое, доломит-ангидрит-полигалитовое
	C Ca-сульфатами	Кальцит-ангидритовое, доломит-ангидритовое, кальцит-доломит-ангидритовое, магнезит-ангидритовое, доломит-магнезит-ангидритовое, кальцит-гипсовое, доломит-гипсовое, кальцит-доломит-гипсовое, кальцит-гипс-ангидритовое, доломит-гипс-ангидритовое, кальцит-доломит-гипс-ангидритовое
Карбонатно-хлоридный	C Na-карбонатами	Трона-галитовое
	C Ca/Mg-карбонатами	Доломит-галитовое, кальцит-доломит-галитовое

1	2	3
Сульфатно-хлоридный	С Na-сульфатами	Тенардит-галитовое, глауберит-галитовое, астраханит-галитовое, глауберит-ангидрит-галитовое, глауберит-гипс-галитовое
	С Na- и K-сульфатами	Мирабилит-шёнит-галитовое, лёвент-лангбейнит-галитовое, вантгоффит-полигалит-галитовое
	С Na- и Mg-сульфатами	Астраханит-эпсомит-галитовое
	С Na-, K- и Mg-сульфатами	Астраханит-глазерит-шёнит-эпсомит-галитовое
	С K-сульфатами	Лангбейнит-галитовое, полигалит-галитовое, лангбейнит-полигалит-галитовое, гергенит-галитовое, шёнит-галитовое, лангбейнит-ангидрит-галитовое, полигалит-ангидрит-галитовое, лангбейнит-галит-сильвиновое, полигалит-галит-сильвиновое, лангбейнит-полигалит-галит-сильвиновое, полигалит-галит-карналлитовое, лангбейнит-ангидрит-галит-сильвиновое, полигалит-ангидрит-галит-сильвиновое, лангбейнит-полигалит-ангидрит-галит-сильвиновое, полигалит-карналлит-бিশофитовое, полигалит-ангидрит-галит-карналлит-бিশофитовое. Каннит-лангбейнит-галитовое, каннит-полигалит-галитовое, каннит-лангбейнит-полигалит-галитовое, каннит-лангбейнит-галит-сильвиновое, каннит-полигалит-галит-сильвиновое, каннит-лангбейнит-полигалит-галит-сильвиновое. Каннит-галитовое, каннит-галит-сильвиновое, каннит-галит-карналлитовое, каннит-галит-сильвин-карналлитовое, каннит-ангидрит-галит-карналлитовое.
С K- и Mg-сульфатами	Лангбейнит-кизерит-галитовое, шёнит-эпсомит-галитовое, лангбейнит-кизерит-галит-сильвиновое, полигалит-кизерит-галит-сильвиновое, лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвиновое, лангбейнит-кизерит-галит-сильвин-карналлитовое, лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-карналлитовое, лангбейнит-кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое, полигалит-кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое, лангбейнит-полигалит-кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое. Каннит-кизерит-галитовое, каннит-кизерит-галит-карналлитовое, каннит-кизерит-ангидрит-галит-карналлитовое.	
С Mg-сульфатами	Кизерит-галитовое, эпсомит-галитовое, кизерит-ангидрит-галитовое, кизерит-карналлитовое, кизерит-сильвин-карналлитовое, кизерит-галит-сильвиновое, кизерит-галит-карналлитовое, кизерит-галит-сильвин-карналлитовое, кизерит-ангидрит-галит-сильвиновое, кизерит-ангидрит-галит-карналлитовое, кизерит-галит-карналлит-тахидритовое, кизерит-галит-карналлит-бিশофитовое, кизерит-ангидрит-галит-карналлит-тахидритовое, кизерит-бিশофитовое, кизерит-ангидрит-бিশофитовое	
С Ca-сульфатами	Ангидрит-галитовое, гипс-галитовое, гипс-ангидрит-галитовое, ангидрит-карналлитовое, ангидрит-галит-сильвиновое, гипс-галит-сильвиновое, ангидрит-галит-карналлитовое, ангидрит-бিশофитовое	
Карбонатно-сульфатно-хлоридный	С Na-сульфатами	Доломит-глауберит-галитовое
	С Ca-сульфатами	Доломит-ангидрит-галитовое, магнезит-ангидрит-галитовое, магнезит-доломит-ангидрит-галитовое

Семейства, на которые подразделяются подклассы пород, различаются на основании того, какими именно конкретными минералами сложены породы. Семейство включает все породы, которые имеют один и тот же набор (список) породообразующих минералов карбонатного, сульфатного и(или) хлоридного класса.

Общая схема классификации пород формациеопределяющей группы следующая (см. табл. I). Они подразделяются на три подгруппы: терригенную, "нетерригенную" и смешанную.

3620

Породы терригенной подгруппы подразделяются традиционно по гранулометрическому составу. Выделяются четыре класса: глинистый, или глини и аргиллитов (глинистая фракция составляет более 50% от породы); алевро-песчаный, или алевролитов и песчаников (песчаная и(или) алевролитовая фракция составляет более 50%); грубообломочный, или гравелитов, конгломератов и брекчий; смешанный терригенный (объединяющий те терригенные породы, в которых ни одна из гранулометрических фракций не составляет 50%). Среди "нетерригенных" пород, подразделяющихся по минеральному составу, различаются три класса: фосфатный, боратовый и кремнистый. Условием отнесения породы к одному из этих классов является содержание в ней фосфатных или боратовых минералов либо аутигенного кремнезема в количестве более 50%; в противном случае породы, включающие эти "нетерригенные" минералы, относятся либо к формациеопределяющей группе, либо к терригенной или смешанной подгруппам формациеопределяющей группы. В смешанную подгруппу можно объединить такие породы, в которых присутствуют все три компонента: "хемогенный", "терригенный" и "нетерригенный", но каждый из них в количестве менее 50%. Все породы "нетерригенной" и смешанной подгрупп, если и встречаются в соленосных формациях, то в очень незначительном количестве, являясь как бы "аксессуарными" породами (или породами-примесями) этих формаций.

Иногда для решения тех или иных задач (научных, практических) бывает необходимо среди всех пород выделить такие, которые содержат какой-то один или два минерала (например, породы с ангидритом; породы с бишофитом и кизеритом; породы с боратами и т.д.). Такие подразделения мы называем сообществами. Их наименование составляется из названия минерала-



ла (или минералов) с добавлением окончания "содержащий" (например, сообщество ангидритсодержащих пород, сообщество кизерит-бишофитсодержащих пород). Среди пород соленосных формаций подобных сообществ можно выделить сколько угодно. При этом одни и те же породы, естественно, могут попадать в разные сообщества. Породы сообществ, выделяемых по такому принципу, относятся к разным семействам, подклассам, классам и даже группам и подразделяются по схеме, которая принята нами для классификации всех пород соленосных формаций. Однако подчеркнем, что в этой общей классификации пород сообщество не является классификационным подразделением.

Предложенная классификация формациеопределяющих пород использована при классификации соленосных формаций. На основе выделенных классов, подклассов и семейств пород различаются классы, подклассы и семейства соленосных формаций (Жарков и др., 1981).

Г. А. Мерзляков

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕРМСКИХ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ЕВРАЗИИ

В пермских эвапоритовых бассейнах Евразии выделяется 21 соленосная толща. На основании слагающих их пород и наборов эти толщи отчетливо подразделяются на 6 разновидностей (Мерзляков, 1979).

Наиболее простой состав имеет ангидрит-галитовая разновидность, в которой породы сульфатного класса представлены только ангидритовыми, а хлоридного — только галитовыми породами. К этой разновидности отнесены соленосные толщи верхнего красного лежня Центрально-Европейского бассейна, уфимская восточная Прикаспийской впадины и соленосно-терригенная красноцветная предположительно татарского возраста центральных районов Прикаспийской впадины.

Доломит-ангидрит-галитовая разновидность, в которой широко развиты карбонатные, а также терригенно-карбонатные породы и наборы, включает соленосные толщи никитовскую и славян-

скую ассельского яруса Днепровско-Донецкой впадины, верхнекудойскую сакмарского яруса Восточно-Европейского бассейна, иренскую Чусовской и Юрезано-Сылвенской впадин, гидрохимическую казанского яруса, расположенную на юге Волго-Уральской области и северо-востоке Прикаспийской впадины, толщу Восточных Альп позднепермского возраста и Мизийского бассейна примерно такого же возраста.

Следующая разновидность, глинисто-доломит-глауберит-галитовая, объединяющая жиделисайско-кенгирскую и соркольско-тузкульскую соленосные толщи Чу-Сарысуйского бассейна, отчетливо обособляется по наличию глауберитовых, глауберит-галитовых, глинисто-глауберитовых и глинисто-доломит-глауберитовых пород и наборов.

Сильвин-карналлит-галитовая разновидность характеризуется более разнообразным составом пород и наборов хлоридного класса. Здесь распространены все подклассы хлоридных пород и наборов (за исключением содержащих бишофит и тахидрит). К этой разновидности достаточно уверенно были отнесены две соленосные толщи: березниковская кунгурского возраста, развитая в Соликамской впадине, и толща Верхнепечорской впадины такого же возраста. Условно сюда была отнесена соляная толща Спешско-Гемерского Рудогорья Альпийского бассейна, поскольку в ней имеются некоторые породы и наборы сильвин-галитового состава.

Пятая, кизерит-карналлит-галитовая, разновидность отличается широким развитием сульфатных, хлоридных и сульфатно-хлоридных пород и наборов с полигалитовыми, кизеритовыми и кизерит-карналлитовыми породами. В эту разновидность были включены пещштейновые соленосные толщи Верра, Стасфурт, Лейне и Аллер Центрально-Европейского бассейна, а также краматорская толща сакмарского возраста Днепровско-Донецкой впадины.

Последняя разновидность, названная кизерит-бишофит-карналлит-сильвин-галитовой, имеет наиболее сложный состав слагающих ее пород и наборов. В ней широко развиты наборы, содержащие бишофитовые, бишофит-карналлитовые, кизерит-бишофитовые и ангидрит-кизерит-бишофитовые породы. Кроме того, присутствуют все известные хлоридные наборы и подавляющее большинство сульфатно-хлоридных. В эту разновидность была включена

на одна громадная соленосная толща кунгурского возраста Прикаспийской впадины, Волго-Уральской антеклизы Предуральяского прогиба.

Анализ палеогеографических и палеотектонических обстановок позволил сделать определенные выводы об условиях формирования отдельных разновидностей соленосных толщ в пермских солеродных бассейнах Евразии. Было установлено, что соленосные толщи доломит-ангидрит-галитового состава накапливались при относительно широких связях солеродного бассейна или отдельных его частей с открытым морем. При увеличении степени изолированности отдельных участков солеродных бассейнов в них возникали сильвин-карналлит-галитовые толщи. В изолированных бассейнах, а также в удаленных и обособленных частях солеродного бассейна могли накапливаться толщи кизерит-карналлит-галитового состава. При длительном интенсивном погружении больших периферийных участков бассейна и высокой их изолированности начинали образовываться кизерит-бишофит-карналлит-сильвин-галитовые соленосные толщи. Возникновение своеобразных обстановок континентального бассейна приводило к осаждению глинисто-доломит-глауберит-галитовых толщ. Красноцветные ангидрит-галитовые соляные толщи формировались в условиях, близких к континентальным, но при морском питании солеродного бассейна.

Рассмотренная классификация и выводы об условиях формирования касались не соленосных формаций в целом, а лишь соленосных толщ. В то же время, только анализ формаций как единого целого позволяет провести их классификацию по пространственному положению среди вмещающих осадочных серий, а также дать более общую классификацию соленосных формаций по составу, без которой не обойтись при рассмотрении вопросов эволюции соленаккумуляции (Жарков и др., 1981).

На территории Евразии в настоящее время обособляется десять пермских соленосных формаций: ассельско-сакмарская Днепровско-Донецкой впадины, пермская Мизийской впадины, пермская красного лежа Центрально-Европейского бассейна, пермская Чу-Сарысуйского бассейна, пермская Восточных Альп, пермская Спшско-Гемерского Рудогорья, кунгурская Верхне-Печорской впадины, кунгурская Соликамской впадины, пермская Прикаспийской

впадины, цехштейновая Центрально-Европейского бассейна.

Некоторые соленосные формации совпадают по объему с ранее выделяемыми соленосными толщами. Такими являются, пермские формации Мизийской впадины, красного лежня Центрально-Европейского бассейна, Восточных Альп, Спшско-Гемерского Рудогорья, Прикаспийской впадины, а также кунгурские Верхне-Печорской и Соликамской впадин (последняя соответствует березниковской соленосной толще). Остальные соленосные формации включают несколько соленосных толщ. Так, в ассельско-сакмарской формации Днепровско-Донецкой впадины присутствуют никитовская, славянская и краматорская толщи. Пермская Чу-Сарысуйского бассейна состоит из жиделисайско-кенгирской и соркольско-тузкольской толщ. Цехштейновая формации Центрально-Европейского бассейна объединяет соленосные толщи Верра, Стасфурт, Лейне и Аллер.

Пермские соленосные формации Евразии по пространственному положению среди вмещающих серий можно отнести к четырем группам и четырем подгруппам. Две кунгурские формации Верхне-Печорской впадины отнесены к подгруппе I-2^{ж)}. Они полностью располагаются среди сероцветных терригенно-карбонатных или терригенных отложений. Пермская соленосная формация Прикаспийской впадины (подгруппа П-2) подстилается сероцветными терригенно-карбонатными, а перекрывается красноцветными терригенными образованиями. Наибольшее число соленосных формаций - пять - включено в подгруппу IV-2. Они со всех сторон окружены красноцветными терригенными сериями. Это формации Мизийской впадины, красного лежня и цехштейновая Центрально-Европейского бассейна, Спшско-Гемерского Рудогорья и ассельско-сакмарская Днепровско-Донецкой впадины. Две соленосные формации - Чу-Сарысуйского бассейна и Восточных Альп - залегают преимущественно среди красноцветных терригенных отложений и лишь в одной своей части перекрываются карбонатными породами. Обе они отнесены в подгруппу V-I.

ж) Подробное объяснение индексов групп, подгрупп, классов и подклассов см. в статье М.А. Жаркова

По составу слагающих их пород пермские соленосные формации Евразии подразделяются на два класса: хлоридный (А), включающий 6 формаций и сульфатный (Б), в который входят 4 формации. Сульфатный класс состоит из двух подклассов: калийно-сульфатного (Бк) и натриево-сульфатного (Бн). Классы и подклассы, в свою очередь, делятся на семейства в зависимости от принадлежности основных формациопределяющих пород. Пермские соленосные формации хлоридного класса состоят из двух семейств. Первое из них, галитовое (А1), характеризуется тем, что легко растворимые соли представлены в нем только галитом. Таких формаций четыре — это пермские формации Мизийской впадины, красного лежня Центрально-Европейского бассейна, Восточных Альп и Спишско-Гемерского Рудогорья. Формации этого семейства в значительной мере соответствуют выделяемым ранее ангидрит-галитовой и доломит-ангидрит-галитовой разновидностям соленосных толщ.

Второе семейство хлоридного класса, галит-сильвин-карналлитовое (А2), включает кунгурские соленосные формации Верхне-Печорской и Соликамской впадин. В этих формациях наряду с галитовыми широко развиты галит-сильвиновые, галит-карналлитовые и отчасти галит-сильвин-карналлитовые породы. По этим же признакам выделялась сильвин-карналлит-галитовая разновидность соленосных толщ, которые эквивалентны указанным формациям.

Из натриево-сульфатного подкласса среди пермских соленосных формаций выделяется только одно семейство — галит-глауберитовое (Бн1), к которому относится соленосная формация Чусарьсуйского бассейна. Обособляется это семейство на основании развития пород глауберит-галитового состава. На основании этого же выделялась и глинисто-доломит-глауберит-галитовая разновидность соленосных толщ.

К двум семействам относятся пермские соленосные формации Евразии калийно-сульфатного подкласса. Первое из них, каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлитовое (Бк3), объединяет соленосные формации ассельско-сакмарскую Днепровско-Донецкой впадины и цехштейновую Центрально-Европейского бассейна. Такое семейство полностью соответствует кизерит-карналлит-галитовой разновидности соленосных толщ.

Второе семейство калийно-сульфатного подкласса отличается наиболее сложным составом пород. В нем присутствуют все породы хлоридного класса (за исключением тахгидритовых) и разнообразные породы сульфатно-хлоридного класса. Названо это семейство по характерным породам каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитовым (Бк4). К нему относится лишь одна, но обширная пермская соленосная формация Прикаспийской впадины. Примерно ей соответствовала соленосная толща, выделяемая под названием кизерит-бишофит-карналлит-сильвин-галитовой.

Приведенные материалы показывают, что наиболее часто в пермское время на территории Евразии происходило образование галитового семейства из класса хлоридных соленосных формаций. Формации эти полностью располагались среди красноцветных терригенных толщ. Таких формаций насчитывается четыре и лишь одна из них формация (Восточных Альп) несколько отличается своим пространственным положением, так как в западной части перекрывается карбонатными отложениями. Одинаковым было и палеотектоническое положение этих формаций - все они образовались в посторогенных впадинах варисской складчатости.

Одинаковое пространственное положение среди сероцветных терригенно-карбонатных серий занимают хлоридные соленосные формации галит-сильвин-карналлитового семейства (А2). Обе кунгурские формации Верхне-Печорской и Соликамской впадин сформировались в пределах краевых и тыловых прогибов орогенного этапа развития. Близки они и по возрасту.

На территории Евразии в пермское время также образовалось две формации каинит-лангбейнит-полигалит-кизерит-галит-сильвин-карналлитового семейства ассельско-саимарская Днепровско-Донецкой впадины и цехштейновая Центрально-Европейского бассейна. Обе они расположены среди красноцветных терригенных отложений. Палеотектоническое же положение их различно. Первая образовалась во внутриконтинентальной рифтовой впадине и имеет ограниченное распространение по площади. Вторая занимает обширную территорию в пределах молодой платформы. Существенно разделены эти формации и во времени. Первая возникла на начальных этапах пермского периода, а вторая - в завершающую его половину.

Одна грандиозная по объему и площади распространения пермская соленосная формация Прикаспийской впадины каинит-лангбейнит-политалит-кизерит-галит-сильвин-карналлит-бишофитового семейства (Бк4) образовалась на структуре типа синеклиз и перекратонных прогибов, расположенной на древней платформе.

Только одна соленосная формация натриево-сульфатного подкласса накопилась на евразийском континенте. Это формация галит-глауберитового семейства (БнI) Чу-Сарысуйского бассейна, который располагался в посторогенной впадине каледонской складчатости, занимавшей внутриконтинентальное положение.

Результаты анализа и классификации по различным признакам разновозрастных соленосных формаций, развитых в пределах крупного континента, позволили сделать важные выводы об особенностях пермского соленакопления.

В ранней перми появились новые в тектоническом отношении районы соленакопления, приуроченные к посторогенным впадинам. В них впервые стали образовываться в Евразии континентальные соленосные формации галит-глауберитового семейства (БнI).

Второй особенностью явилась качественная смена семейств соленосных формаций, которая произошла в герцинскую эпоху складчатости. В это время регионы соленакопления начали располагаться на территории молодых платформ и в посторогенных впадинах варисцид. Впервые начали создаваться благоприятные палеогеографические и палеотектонические условия для образования таких семейств соленосных формаций калийно-сульфатного подкласса, как Бк3 и Бк4.

В. В. Благовидов

КЛАССИФИКАЦИЯ НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ ЕВРАЗИИ

Среди объектов, исходных для разработки классификации соленосных формаций по составу и закономерностям пространственного положения. (Жарков и др., 1981), заметное место при-

надлежит соленосным формациям неогенового возраста, развитым на территории Евразии (Благовидов, 1976, 1977, 1978; Благовидов и др., 1977).

В настоящее время на территории Евразии хорошо изучены 27 соленосных формаций неогенового возраста. Согласно принятой классификации, тринадцать из них относятся к хлоридному, а остальные четырнадцать к хлоридно-сульфатному классам. Неогеновых формаций хлоридно-карбонатного (содового) класса в пределах Евразии не установлено,

Для всех тринадцати формаций хлоридного класса (миоценовые и плиоценовые Кучарской и Цайдамской впадин, миоценовые Миньхэ, Турфанской, Среднеараксинской, Трансильванской и Восточно-Словацкой впадин, Рейнского грабена, Месопотамского бассейна, Закарпатского прогиба и среднебаденская Предкарпатского прогиба) характерно широкое развитие галитовых, гипсовых (ангидритовых) и гипс (ангидрит)-галитовых пород. В отдельных случаях (Среднеараксинская впадина) в виде включений в галитовых породах присутствуют такие калийные минералы хлоридного класса, как карналлит или сильвин, но породообразующим минералом этих толщ всегда является только галит. Это и позволяет отнести перечисленные формации к галитовому семейству.

Соленосные формации хлоридно-сульфатного класса подразделяются на калийно-сульфатный и натриево-сульфатный подклассы.

К калийно-сульфатному подклассу относятся мессинская соленосная формация Средиземноморского бассейна, "воротыщенская" и "калушская" формации Предкарпатского прогиба. В состав этих формаций входят ангидритовые (гипсовые), галитовые, галит-карналлитовые (карналлитовые), галит-сильвиновые, каинит-галитовые и каинит-галит-сильвиновые породы. В то же время между соленосной формацией Средиземноморского бассейна и формациями Предкарпатского прогиба есть определенные различия в минеральном составе соляных пород. Особенностью "калушской" и "воротыщенской" формаций Предкарпатья является широкое развитие соляных пород, сложенных такими породообразующими минералами, как лангбейнит и полигалит. В мессинской соленосной формации лангбейнитсодержащие породы отсутствуют полностью, а полигалит встречается в незначительных количествах. Поэтому Предкарпатские формации отнесены к каинит-лангбейнит-полигалит-га-

лит-ильвин-карналлитовому, а средиземноморья — к каинит-галит-ильвин-карналлитовому семействам.

Формации сульфатно-натриевого подкласса характеризуются значительной пестротой состава. Среди неогеновых соленосных формаций Евразии в настоящее время можно выделить четыре семейства: галит-глауберитовое, галит-глауберит-тенардитовое, галит-глауберит-тенардит (мирабилит)-астраханитовое и галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-каинитовое.

К галит-глауберитовому семейству относятся соленосные формации Иссык-Кульской, Восточно-Чуйской, Ферганской и Джумгалской впадин. Для них характерно широкое распространение наряду с гипсоносными и галитовыми разнообразных глауберитсодержащих, глауберитовых и глауберит-галитовых пород. Галит-глауберит-тенардитовое семейство представлено соленосными формациями, приуроченными к миоценовым отложениям Каркаринской, Кочкорской, Нарынской и Кетмень-Тюбинской впадин. По особенностям внутреннего строения и составу они в целом очень похожи на формации глауберит-галитового семейства и отличаются присутствием тенардит-галитовых и тенардитовых пород. В Каркаринской впадине тенардитсодержащие породы занимают значительное место, образуя целую серию маломощных (до 2,8 м) пластов и линз. В остальных формациях тенардитсодержащие породы слагают лишь отдельные линзовидные прослойки мощностью в несколько десятков сантиметров. Следует отметить некоторое своеобразие соленосной формации Кетмень-Тюбинской впадины, где установлены незначительные линзы астраханитовых пород. Однако этого недостаточно для выделения соленосной формации Кетмень-Тюбинской впадины в самостоятельное семейство, а существенные различия не только в составе но и в строении не позволяют отнести ее ни к галит-глауберит-тенардит (мирабилит)-астраханитовому, ни к галит-мирабилит (тенардит)-астраханит-каинитовому семействам.

Галит-глауберит-тенардит (мирабилит)-астраханитовое семейство охарактеризовано двумя плиоценовыми формациями — Кушканатау и Аккала. Наиболее характерными для них являются астраханитовые, астраханит-галитовые, мирабилитовые, мирабилит-тенардитовые, тенардитовые и галитовые породы. В меньшей степени развиты гипсовые породы, а глауберит встречается либо в качестве примеси, либо в глауберит-глинистых породах. К галит-мираби-

лит(тенардит) астраханит-каинитовому семейству относится соленосная формация Узек-Дагской впадины. В ее составе преобладают галитовые, мирабилитовые, мирабилит-тенардитовые и тенардитовые породы. Значительно меньшее место занимают гипсовые, астраханитовые и глауберитовые, а каинитовые породы встречаются спорадически.

Остановимся теперь на закономерностях размещения соленосных формаций в осадочных сериях неогенового возраста Евразии. Даже самый общий анализ подобного рода данных показывает, что соленосные формации тесно связаны с довольно широким кругом осадочных толщ.

Формации хлоридного класса (галитовое семейство) залегают как среди сероцветных карбонатных (Месопотамский бассейн) или карбонатно-терригенных и терригенных (Рейнский грабен, Трансильванская впадина, средний баден Предкарпатского и Закарпатского прогибов), так и среди красноцветных преимущественно терригенных отложений (Кучарская, Миньха, Турфанская и Цайдамская впадины). В отдельных случаях (Среднеараксинская впадина) галитовые соленосные формации могут залегать между подстилающими пестроцветными песчано-глинистыми и перекрывающими сероцветными карбонатно-терригенными образованиями.

Таким образом, по особенностям положения среди осадочных серий неогеновые хлоридные формации Евразии относятся, соответственно, к первой и второй подгруппам I группы, к третьей подгруппе IV группы и к третьей подгруппе III группы общей классификации.

Большое разнообразие в условиях залегания обнаруживают формации хлоридно-сульфатного класса, среди которых установлены представители четырех групп (I, II, III и IV).

К первой группе (подгруппа I-2) отнесены соленосные формации Кулканатау и Аккалы (галит-глауберит-тенардит(мирабилит)-астраханитовое семейство). Они со стратиграфическим несогласием залегают на сероцветных песчано-глинистых палеогеновых отложениях и согласно перекрываются сероцветными слабосцементированными песчаниками и песками.

Ко второй группе (подгруппа II-3) относятся две различные по составу формации. Вортыщенская (каинит-лангбейнит-полигалит-галит-сильвин-карналлитовая) подстилается сероцветными

терригенными отложениями полянической свиты, а перекрывается пестроцветными песчано-глинистыми образованиями стибникской свиты. Узек-Дагская (галит-мирабилит(тенардит)-страханит-каинитовая) соленосная формация залегает на сероцветных песчаниках и глинах, а перекрывается пестроцветной терригенной толщей.

Третья группа (подгруппа III-3) представлена всего лишь одной - "калушской" - формацией Предкарпатского прогиба каинит-лангбейнит-политгалит-галит-сильвин-карналлитового состава. Подстиляется она стибникской пестроцветной терригенной свитой, а перекрывается сероцветными терригенными и карбонатно-терригенными образованиями баличской свиты.

Четвертая группа (подгруппа IV-3) наиболее многочисленна. Сюда относятся формации галит-глауберитового и галит-глауберит-тенардитового состава, приуроченные к миоценовым отложениям межгорных впадин Тянь-Шаня (Иссык-Кульской, Восточно-Чуйской, Ферганской, Джумгольской, Кочкорской, Нарынской, Каркаринской и Кетмень-Тюбинской). Во всех этих впадинах соленосные толщи тесно связаны постепенными переходами как с подстилающими песчано-глинистыми, нередко грубообломочными, красноцветными отложениями (киргизская, бижинская, нарынская свиты), так и с перекрывающими песчано-глинистыми, в целом, пестроцветными образованиями (джельдысуйская, шабыркольская, кичиккульская и другие свиты).

Большинство неогеновых соленосных формаций Евразии распределилось по двум группам (I и IV). К группе IV относятся 14 формаций, залегающих среди терригенных красноцветных или красноцветных и пестроцветных толщ, а к группе I-8 формаций, приуроченных к сероцветным, главным образом терригенным, карбонатно-терригенным, реже карбонатным толщам. Две соленосные формации подстиляются пестроцветными песчано-глинистыми, а перекрываются сероцветными карбонатно-глинистыми отложениями (группа III). И еще две подстиляются сероцветными терригенными, а перекрываются пестроцветными песчано-глинистыми толщами (группа II).

Особенности размещения тех или иных групп формаций свидетельствуют о поперечной зональности неогенового солеродного пояса, протягивающегося в субширотном направлении практически через весь Евразийский материк. Совершенно отчетливо намечаются три таких области.

В восточной части пояса, охватывающей внутренние районы Средней и Центральную Азию, хорошо обособляется область, где неогеновые соленосные формации тесно связаны только с красноцветными и пестроцветными терригенными осадочными сериями. В неогеновое время здесь, в межгорных впадинах, в условиях исключительно континентальной седиментации накапливались хлоридные (галитовые) и весьма своеобразные сульфатно-натриевые соленосные формации значительной (сотни метров) мощности.

В западной части пояса находится другая весьма своеобразная область неогенового соленакпления. Она располагается в пределах альпийского складчатого пояса Европы и Ближнего Востока, охватывая также прилегающие к нему внеальпийские районы Центральной Европы и Средиземноморский бассейн. Развитые здесь неогеновые соленосные формации приурочены главным образом к сероцветным терригенным и карбонатно-терригенным сериям. Лишь некоторые из них контактируют либо с подстилающими, либо с перекрывающими пестроцветными или красноцветными толщами. В неогеновое время в западной области в краевых и тыловых прогибах, а также во впадинах эпигеосинклинального орогенного этапа и в посторогенных депрессиях, занятых эпиконтинентальными морскими бассейнами, накапливались соленосные формации хлоридного (галитового) и сульфатно-калийного состава. В промежуточной области, располагающейся главным образом на молодой платформе, соленакпление началось только на неотектоническом этапе. Здесь в небольших наложенных впадинах, связанных с внутренними опресненными морскими бассейнами, образовывались маломощные (первые десятки метров) сульфатно-натриевые соленосные формации, связанные преимущественно с сероцветными терригенными сериями.

Таким образом, предлагаемая классификация неогеновых соленосных формаций не только упорядочивает наши знания об их составе и положении в ряду осадочных серий, но и позволяет систематизировать представления о палеотектонических и палеогеографических условиях соленакпления в неогеновом солеродном поясе Евразии.

ГЛАВНЫЕ РУБЕЖИ И ЭТАПЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КРАСНОЦВЕТНОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

На протяжении длительной геологической истории Земли, охватывающей более 2 млрд. лет, процессы континентальной красноцветной седиментации то усиливались, то угасали. В их общем развитии могут быть намечены хронологические рубежи, когда появились новые красноцветные формации, не типичные для более ранних эпох. Таких рубежей в настоящее время может быть выделено, по крайней мере, шесть: нижнепротерозойский, среднепротерозойский, верхнепротерозойский, вендско-кембрийский, позднедевонско-нижнекарбонный и позднепалеогеновый (Анатольева, 1978).

Намеченные рубежи разделены этапами красноцветной седиментации, отвечающими, соответственно, нижнему, среднему и верхнему протерозою, нижнему - среднему палеозою, а также интервалу времени от позднего палеозоя до раннего кайнозоя и кайнозоя.

Нижнепротерозойский рубеж и нижнепротерозойский этап красноцветной седиментации

Возможно, что красноцветные отложения впервые появились еще в архее, но об этих ранних этапах седиментации мы располагаем крайне ограниченными сведениями, поскольку остается неизвестным, какие метаморфические комплексы им отвечают. Во всяком случае можно утверждать, что на рубеже архея и протерозоя уже существовала принципиальная возможность накопления континентальных красноцветных отложений. Именно для этого периода времени может быть достаточно строго установлено наличие следующих факторов, необходимых для образования таких отложений: в атмосфере появился свободный кислород; существовали стабильные участки земной поверхности с континентальными ландшафтами; из области сноса поступал пигментирующий красноцветный материал; в источниках сноса и в бассейнах седиментации преобладал жаркий климат.

И все же мы пока располагаем сравнительно немногочисленными примерами красноцветных отложений с возрастом, отвечающим нижнему протерозою. Их представителями являются красноцветы,

спорадически встречаемые в разрезах гуронской и витватерерандской систем, а также, по-видимому, потерявшие при метаморфизме свою первоначальную окраску отложения удоканской серии. Среди нижнепротерозойских красноцветных отложений господствуют разнообразные преимущественно бескарбонатные полимиктовые терригенные породы, принадлежащие формациям гумидного ряда.

В целом нижнепротерозойские красноцветные формации, появившиеся в разрезах осадочной оболочки Земли на рубеже 2,2–2,5 млрд. лет, определяют начальный этап типичной континентальной красноцветной седиментации.

Среднепротерозойский рубеж и среднепротерозойский этап красноцветной седиментации

Среднепротерозойские красноцветные отложения сравнительно широко распространены на поверхности Земли. По ним выявляется характерная черта этого периода красноцветной седиментации, выраженная тем, что ей постоянно сопутствует более или менее интенсивная вулканическая деятельность. Это, по-видимому, неслучайно, так как области накопления красноцветных вулканогенно-осадочных формаций этого этапа докембрийской истории были сосредоточены главным образом в тектонически активных зонах. В среднем протерозое такие формации занимали сравнительно ограниченные площади по окраинам древних докембрийских платформ.

На Сибирской платформе разнообразные, в том числе красноцветные породы ажитканской серии приурочены к огромной протяженности линейной зоне. Красноцветные осадочно-вулканогенные андезито-лацитовые и липаритовые формации залегают здесь в узком грабенообразном прогибе, вдоль края предполагаемого древнего горного сооружения. В аналогичных прогибах сосредоточены и другие осадочно-вулканогенные формации на Русской и Северо-Американской платформах. Во всех этих регионах красноцветная седиментация осуществлялась на сравнительно небольших участках земной поверхности, в грабенообразных впадинах, ограниченных разломами, расчленяющими фундамент древних платформ. Такие впадины были приурочены преимущественно к прогнутым зонам, сопровождающим краевые зоны древних платформ северного полушария. Общая картина размещения осадочно-вулканогенных красноцветных формаций в системе тектонических впадин, рассе-

кающих основания древних платформ, достаточно очевидна, и, соответственно, взаимосвязь распространения среднепротерозойских вулканогенно-красноцветных толщ с зонами тектонических деформаций устанавливается сравнительно четко.

Верхнепротерозойский рубеж и верхнепротерозойский этап красноцветной седиментации

С появлением на границе среднего и верхнего протерозоя обширных устойчивых платформ площади седиментации расширились соизмеримо с масштабами самих этих платформ и распространились не только на Северное, но и на Южное полушарие. Красноцветные отложения верхнепротерозойского этапа седиментации типичны для осадочного чехла таких древних платформ, как Русская, Эриа, Северо-Американская, Сибирская, Китайско-Корейская, Африканская, Бразильская, Индийская и Австралийская.

Верхнепротерозойские красноцветы на платформах Сибирской (тасеевская, мукунская и учурская серии), Китайско-Корейской (свита Сималини Дююйтай), Русской (полесская серия), а также в ряде районов Африки и Австралии, относятся к образованиям гумидного типа, вследствие чего слагающие их терригенные породы практически лишены карбонатных примесей, но имеют гематитовые прослои, образующие в некоторых районах рудные скопления. Такие красноцветные терригенные бескарбонатные породы верхнего протерозоя, сопровождаемые включениями и прослоями гематита, отчетливо обособляются в качестве представителей гематитовых красноцветных формаций.^{*)} Красноцветы этих формаций накапливались на обширных предгорных равнинах, пересеченных временными водотоками и реками с блуждающими руслами. На территории таких равнин располагались более или менее обширные эфемерные озерные водоемы. Фациальный состав красноцветных отложений в этих формациях сравнительно однороден; типичны фации пролювиальных конусов выноса, аллювия речных систем и озерных отложений.

Среди верхнепротерозойских красноцветных отложений известны и другие типы красноцветных формаций, в частности ме-

*) Возможно, что впервые такие формации появляются еще в нижнем протерозое (нуямская свита на Алданском щите).

деносные и вулканогенно-осадочные. Однако распространение меденосных формаций для рассматриваемого периода времени не типично, поскольку бескарбонатные терригенные отложения верхнепротерозойского этапа красноцветной седиментации относятся преимущественно к образованиям жаркого гумидного климата. Что касается вулканогенно-осадочных красноцветных формаций, то в верхнем протерозое они встречаются сравнительно редко и, как правило, сопровождаются породами базальтового ряда.

Вендско-кембрийский рубеж

и ниже-среднепалеозойский этап красноцветной седиментации

Следующий этап континентального красноцветного породообразования приходится на рубеже докембрия и палеозоя. На этом рубеже в кембрии появляется новый тип красноцветных формаций — эвапоритовых (сульфатно-терригенных). Красноцветные терригенные толщи с примесью карбонатного материала, принадлежащие этим формациям, обычно содержат прослой и включения гипсов, ангидритов, а иногда, впрочем очень редко, также каменных солей. Помимо кембрия эти формации известны в ордовике, силуре и девоне.

Для ниже-среднепалеозойского этапа характерны и другие типы красноцветных формаций; это прежде всего меденосные формации, особенно широко распространившиеся в кембрии, ордовике и силуре на Сибирской платформе, а также в девоне Саяно-Алтайской складчатой области, Казахстана, Русской платформы и Канады. Что касается разнообразных осадочно-вулканогенных формаций, то они были приурочены главным образом к завершающим этапам развития рассматриваемого периода времени. Отсутствие таких формаций в кембрии, ордовике и силуре можно объяснить своеобразными палеогеографическими условиями — преобладанием морской седиментации, обусловленной, вероятно, сравнительно низким стоянием древних платформ.

Наметившаяся на границе силура и девона смена морских условий седиментации континентальными на обширных территориях земного шара привела к образованию в нижнем девоне мощных красноцветных накоплений. Девонские континенты явились не только областями интенсивного развития процессов красноцветной седиментации, но и ареалами активного проявления наземного вулка-

низма. Именно поэтому для девонского периода типичен устойчивый парагенез красноцветных осадочных и вулканогенных пород. Такого типа формации известны во многих районах на юге Сибири, в Центральном Казахстане, на Русской платформе, на Британских островах, в Гренландии и в ряде районов Северной Америки.

В целом девонские парагенезы красноцветных терригенных и вулканогенных пород типичны главным образом для областей каледонских складчатых сооружений Северного полушария земного шара.

Позднедевонско-нижнекарбонный рубеж
и позднепалеозойский – раннекайнозойский этап красноцветной
седиментации

Появление на этом рубеже первых наземных растений оказало существенное влияние на процессы осадочного красноцветного породообразования. С этим рубежом связано распространение угле- и бокситоносных красноцветных формаций.

Наличие наземной растительности на континентах впервые способствовало образованию в красноцветных отложениях прослоев угля типа барзасской рогожки, что отмечено было еще в девоне. В карбоне с появлением лесов, продуцирующих огромные количества биологической массы, процессы углеобразования в бассейнах красноцветной седиментации заметно активизировались, а в пермское время и последующие этапы геологической истории угленакопление получило глобальное распространение.

Огромное количество биологической массы на континентах в условиях жаркого влажного климата не только повлияло на формирование в рассматриваемый этап седиментации угленосно-красноцветных парагенезов. Оно способствовало также усилению процессов выветривания, и, в частности, еще в позднем девоне облегчило разделение алюминия и кремния, что дало толчок массовому возникновению в этот отрезок геологической истории латеритных кор выветривания, являющихся первым и необходимым условием образования бокситов.

Однако даже при наличии в источниках сноса латеритных кор выветривания для образования бокситов в красноцветных толщах необходимы: относительно спокойная тектоническая обстановка не только в источниках сноса, но и в областях красноцветной седиментации; расположение областей седиментации в непосредствен-

ной близости от площадей развития латеритных кор выветривания; определенные климатические и ландшафтные обстановки в областях седиментации.

Бокситоносные красноцветные формации впервые появляются в позднем девоне. Известны они в карбоне и отчасти в перми. Но только с позднего триаса, с которым связывают наступление на обширных участках земной поверхности гумидного климата, начинается первый в мезозое расцвет бокситонакопления, достигающий максимального проявления в меловое время. Связь континентальных пестро- и красноцветных образований с бокситами особенно четко устанавливается для раннего палеогена.

Для данного этапа красноцветной седиментации типичными были также эвапоритовые, меденосные и осадочно-вулканогенные формации. Эвапоритовые формации особенно характерны для пермской эпохи, но их роль была существенна также в триасовое и меловое время. Меденосные красноцветные формации рассматриваемого этапа известны на различных стратиграфических уровнях, но сосредоточены преимущественно в отложениях верхнего палеозоя. Связь вулканизма с красноцветной седиментацией достаточно отчетливо устанавливается в перми, триасе, мелу и раннем палеогене. Красноцветные осадочно-вулканогенные формации размещаются, как правило, в системе впадин, ограниченных разломами и приуроченных к областям распространения глыбовых структур.

Позднепалеогеновый рубеж и кайнозойский этап красноцветной седиментации

На рубеже позднего палеогена, примерно с середины олигоцена, резко сократились площади красноцветной седиментации. Если в доолигоценовую историю бассейны красноцветной седиментации размещались на разных, в том числе и на современных околополярных широтах земного шара, то с середины олигоцена эти бассейны ограничиваются только определенными приэкваториальными зонами.

Верхнеолигоценовые и неогеновые красноцветные формации достаточно строго тяготеют к четко обособленным аридным и гумидным зонам, принадлежащим тропическим и отчасти субтропическим климатическим областям. В аридной зоне сосредоточены карбонатно-терригенные красноцветные отложения, среди которых извест-

ны представители эвапоритовых и меденосных формаций. В гумидной зоне распространены бескарбонатные красноцветные толщи, обычно сильно ожелезненные, а местами бокситоносные.

Что касается осадочно-вулканогенных красноцветных формаций, то они свойственны также и этому этапу геологической истории Земли.

Рассмотренные данные показывают, что выделенным рубежам, охватывающим сравнительно короткие интервалы геологического времени, отвечает появлению таких ассоциаций красноцветных пород, которые не были известны в разрезах, свойственных предшествующим этапам геологической истории Земли. Изменение состава типовых формаций свидетельствует об эволюции условий красноцветной седиментации. Соответственно, например, типичные для докембрия гумидные гематитовые формации в более поздние этапы красноцветной седиментации сменились угле- и бокситоносными формациями, а аридные красноцветные образования на рубеже докембрия и кембрия пополнились эвапоритовыми формациями. Такая смена во времени типовых формаций определяет различия между соответствующими этапами красноцветной седиментации, разделенными генеральными рубежами, имеющими принципиальное значение в геологической истории Земли.

В. В. Параев

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ "ПАТТУМНОГО" ТИПА
(НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ТЯНЬ-ШАНЯ)

Одна из главных целей изучения осадочных формаций, по определению А. Л. Яншина, заключается в типизации и классификации формаций внутри отдельных групп. Применительно к континентальным красноцветным формациям задача исследования сводится к выделению конкретных их типов, отличающихся определенным парагенезом пород. В настоящее время выделены и охарактеризованы различные осадочные и осадочно-вулканогенные красноцветные формации. Ассоциации красноцветных пород с гематитовыми прослоями, медистыми песчаниками, прослоями углей, эвапоритов, бокси-

тов послужили основанием для обособления их в качестве самостоятельных типов красноцветных формаций. Вместе с тем, перечисленные типы формаций далеко не исчерпывают всего многообразия красноцветных отложений. Примером тому служит своеобразный комплекс палеоген-неогеновых грубообломочных пород, характерный для Иссык-Кульской и других межгорных впадин Тянь-Шаня, который также можно рассматривать как новый тип красноцветных формаций — "паттумный".

В пределах Тянь-Шаня подобные третичные отложения особенно широко известны на территории Киргизской ССР. Однако значительные отличия в палеогеографии и тектонической жизни отдельных областей этого региона, сложившиеся к концу мезозоя и началу кайнозоя, существенным образом повлияли на особенности палеоген-неогенового осадконакопления. Активизация тектонических движений и блоковые перемещения по региональным разломам, начавшиеся в мезозое, привели к образованию новых структур. К юго-западу от главного Таласо-Ферганского разлома формируются самые крупные депрессии с накоплением мощных мезозойских осадочных толщ. В то же время территории, расположенные к северо-востоку от разлома, в течение большей части мезозоя и палеогена характеризовались платформенным тектоническим режимом. Они представляли собой область поднятия с наличием пещелена и древних кор выветривания, на фоне которой возникновение впадин началось практически только с эоцена. По литологическому составу пород, их генетическим признакам, мощности, возрастному объему, взаимоотношению с подстилающими толщами принято различать палеоген-неогеновые отложения Южной и Северной Киргизии. (Южная Киргизия включает в основном окраины Ферганской депрессии, Алай-Туркестанскую горную систему и Алайскую долину. Северная Киргизия охватывает районы, расположенные к востоку от Таласо-Ферганского разлома).

Кайнозой Южной Киргизии широко представлен (особенно палеоген) комплексом морских осадков и характеризуется большими мощностями (до нескольких километров) накоплений, которые согласно лежат на верхнемеловых отложениях. Палеоген-неогеновый комплекс Северной Киргизии сложен преимущественно континентальными образованиями и несогласно залегает на выравненной поверхности дислоцированных пород докембрия и палеозоя и реже на размытой поверхности юры. Характеристике этого комплекса пород

и посвящена настоящая статья.

Литологический состав третичных отложений Северной Киргизии весьма разнообразен. Подавляющее большинство составляют краснокоричневые терригенные грубообломочные породы, такие как конгломераты, брекчии, гравелиты, песчаники, а также алевролиты и различные глинистые образования. Они обычно парагенетически тесно связаны друг с другом, образуют своеобразную ассоциацию, где выступают в качестве отдельных компонентов плохо сортированных смешанных отложений, известных в литературе под названием мусорных пород и паттумов. Среди терригенных накоплений встречаются пласты и линзы известняков и мергелей. Глинистые осадки нередко засолены и загипсованы.

По общему облику пород третичные отложения Северной Киргизии обычно отчетливо расчленяются лишь на два комплекса: нижний — киргизский краснокоричневый и верхний — Тяньшаньский орогенный. Вместе с тем, в большинстве районов Северной Киргизии палеоген-неогеновая серия разделена более подробно с выделением четырех толщ или свит (снизу вверх): 1) средне-верхнепалеогеновая коктурпакская (0-230 м); 2) верхнеолигоценно-миоценовая киргизская (0-500 м); 3) верхнемиоценово-плиоценовая Исыккульская (чуйская, нарынская, согутинская + Джуукинская) (500-3000 м); 4) верхнеплиоценово-нижеантропогеновая шарпылдакская (50-1300).

Две верхние свиты сложены в основном буро-серыми или полностью серокоричневыми породами. Краснокоричневую же часть разреза палеоген-неогеновой серии слагают главным образом две нижние толщи. В качестве иллюстрации характерных черт краснокоричневого комплекса приведем описание палеоген-неогеновых краснокоричневых отложений Исык-Кульской впадины.

Все выходы краснокоричневого комплекса палеоген-неогеновых пород в Исык-Кульской впадине располагаются в тектонических блоках вдоль альпийских разломов по контакту с палеозойскими образованиями. Они протягиваются относительно узкой полосой субширотного простирания (от сотен метров до первых километров) между северным склоном хр. Терской-Алатау и южным берегом оз. Исык-Куль. Эти отложения резко выделяются яркой окраской на общем фоне темноцветных пород, а также своеобразием форм залегания. Они обнажаются в виде экзотических скал (и в этом случае имеют

моноклинальное северо-западное падение и осложнены лишь разломами) либо смяты в узкие субширотные складки (и тогда имеют причудливые формы, напоминающие башни, сказочные замки и пилообразные гребни).

На левобережье р. Тоссор и в урочище Сутетты породы красноцветного комплекса выходят на дневную поверхность в виде хорошо обнаженной антиклинальной складки. Она имеет субширотное простирание, довольно отчетливо прослеживаясь на расстоянии почти 3 км. Размах крыльев порядка нескольких сот метров. Породы стоят почти на "головках" с углами падения около 80° . Замок складки срезан и она несогласно перекрывается сероцветными четвертичными образованиями.

По составу и облику слагающих пород красноцветный комплекс здесь отчетливо расчленяется на три части. Нижняя, слагающая ядро складки, представлена ярко-пестроцветными глинистыми породами, перемежающимися с алевролитами и песчаниками в виде линз с не всегда ясными очертаниями. Породы слабо каолинизированы, иногда содержат тонкие миллиметровые прослойки соли. Красно-розовые известковистые разновидности пород по всей толще содержат стяжения окислов железа диаметром 2-3 см, либо в виде желваков до 30 см и даже метровых линз. Общая неполная мощность этих отложений 25 м.

Непосредственно на пестроцветные глинистые породы согласно ложится мощная толща главным образом песчано-гравийных образований. Гравийные обломки угловатые, часто представлены кварцем, реже полевыми шпатами; отдельные более крупные (до 5 см) - кремнистыми и темноцветными породами. Толща представляет собой чередование красноцветных и серо-бурых разновидностей. Мощность красноцветных прослоев от 20 см до 2,5 м, сероцветных - от 20 см до 1,5 м. Наиболее мощные красноцветные прослои приурочены к нижней половине толщи. Всего насчитывается 12 таких слоев. Их общая мощность около 30 м.

Завершается разрез красноцветного комплекса мощной толщей бурых грубообломочных пород. Они представляют собой песчано-гравийные отложения, содержащие прослои и линзы мелкогалечных конгломератов. В целом же вся толща относительно однородна и каких-либо четких границ напластования не отмечается. Ее мощность около 150 м. Следует заметить, что характер взаимоотно-

ношения верхней толщи с подстилающей не везде одинаков. В при-
сводовых частях она ложится с небольшим угловым несогласием
(10–20°), к периферии же это несогласие исчезает.

Породы красноцветного комплекса на левобережье р. Тассор и
в урочище Сугетты со значительным угловым несогласием перекры-
ваются сероцветными гравийно-конгломератовыми образованиями.

В восточных областях Иссык-Кульской впадины в разре-
зах красноцветного комплекса резко возрастает роль конгломерато-
брекчиевых пород и существенно сокращается количество гли-
нистых отложений. Например, в районе Джеты-Огуз для палео-
ген-неогеновых красноцветных отложений весьма характерно лин-
зообразное чередование плохо сортированных песчано- и галеч-
но-гравийных пород с конгломерато-брекчиями. В гравийных об-
разованиях обычно существенно преобладают зерна кварца и об-
ломки кремнистых пород размером 3–7 мм. В значительных коли-
чествах присутствуют также обломки темноцветных пород и поле-
вых шпатов. Нередко встречается галька размером 1–2 см, в
отдельных случаях 5–10 см. Вмещающей массой служит песчано-
глинистый материал.

Галечно-гравийные породы представляют собой скопления об-
ломков средней окатанности размером от 1–3 до 10 см с грав-
ийно-песчано-глинистой вмещающей основой. В конгломерато-
брекчиевых образованиях преобладающий размер обломков 5–15 см,
реже до 30 см. Среди крупных обломков отмечаются мелкокристал-
лические магматические породы основного состава, метаморфизо-
ванные темноцветные глинистые сланцы, галька кремнистых пород,
светло-розовых гранитов, карбонатов. В мелкообломочной фрак-
ции доминируют зерна кварца и кварцитов. Пространство между
обломками выполнено гравийно-песчано-глинистым материалом.

Образованные этими породами линзы, как правило, имеют мо-
щность от нескольких десятков сантиметров до первых метров и
протяженность от 1,5–2 до 10–20 м. Границы раздела между ли-
нзами обычно распылчатые с постепенными переходами, но быва-
ют и резкие, достаточно четкие (особенно между существенно
грубо- и мелкообломочными породами),

Примерно такого же типа разрезы красноцветного комплекса
наблюдаются и в некоторых других межгорных впадинах, таких как
Нарынская, Атбашинская, Аксайская, Сарыджаская, Кетменьто-

бинская и др. Иногда меняются мощности отдельных толщ, количественное соотношение тонко- и грубообломочных пород, однако общий характер строения комплекса в целом сохраняется. В нижней его половине почти всегда широко развит относительно тонкий обломочный материал, в то время как основная масса грубообломочных образований сконцентрирована в верхней части.

Подводя итог изложенному выше, можно сделать следующие выводы:

На территории Средней Азии, главным образом в пределах Северного и Внутреннего Тянь-Шаня в палеоген-неогеновое время сформировалась континентальная красноцветная формация паттумного типа.

Континентальная красноцветная формация паттумного типа представляет собой ассоциацию конгломератов, брекчий, гравели-тов, песчаников, алевролитов и глин, тесно связанных друг с другом в виде самостоятельных смешанных и плохо сортированных образований - мусорных пород и паттумов.

Палеоген-неогеновые терригенные отложения красноцветной формации выполняют межгорные неотектонические впадины, принадлежащие областям эпиплатформенного орогенеза. Их образование предшествовали (в конце мезозоя и палеогена) относительно спокойный тектонический режим, наличие пенеплена и древних кор выветривания.

Формирование континентальной красноцветной формации паттумного типа явилось отражением новейших тектонических движений во второй половине кайнозоя, их интенсивности и стадийности. Накопление тонкого обломочного материала в нижней части формации совпадает с начальной фазой новейшего этапа тектонического развития региона и развитой эрозией древних кор выветривания. Концентрация грубообломочных пород в верхней половине обусловлена новым повышением скорости воздымания прилегающих блоков.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ

Фосфориты пластового типа встречены в довольно разнообразных формациях: карбонатных, кремнисто-карбонатных, терригенно-карбонатных, терригенных, вулканогенно-осадочных. Этот вид полезного ископаемого считается полиформационным. Предыдущими исследователями, начиная с Н.С.Шатского, были сделаны попытки связать типы месторождений фосфоритов с типом формации. В итоге многочисленных исследований по проблеме фосфоритообразования оформился список различных индикаторов этого полезного ископаемого: литологических, геохимических, геофизических, тектонических и т.д. Основываясь на них, коллектив исследователей проблемы фосфоритоносности Сибири, в котором принимали участие и сотрудники Института геологии и геофизики СО АН СССР, в 1975-1979 гг. составил прогнозные карты на фосфатное сырье Сибири, обобщил закономерности размещения фосфоритоносных формаций в регионе и дал их прогнозную оценку (Фосфориты..., 1980).

После завершения основной стадии мелкомасштабных прогнозов геологическая служба восточных районов страны оказалась перед необходимостью массового перехода к крупномасштабному прогнозированию. В качестве одной из возникающих при этом задач можно назвать разработку основы для повышения эффективности выявленного набора показателей фосфоритоносности за счет определения его структуры (Еганов, 1979).

На пути к такой цели важным этапом является изучение эталонных месторождений (самих залежей и окружающего их пространства). В качестве эталонных на территории СССР была выбрана группа месторождений бассейна Каратау (Казахстан).

В результате обобщения материалов по этому бассейну, а также его дополнительного изучения в полевых условиях, была составлена модель строения каратауского фосфоритоносного района, которая легла в основу сравнений его с другими бассейнами фосфоритонакопления (Еганов, Советов, 1979). Все это позволило установить важные особенности строения фосфоритоносных толщ, которые дают возможность более обоснованно направлять поиски фо-

сфторитов в новых районах на крупномасштабной геологической основе.

Для фосфатоносных отложений бассейна Каратау выявлен характерный порядок объектов-индикаторов, пространственно связанных с фосфоритами. Состав индикаторов и их распределение следующие.

1. Ниже и выше продуктивного горизонта развиты красно- и пестроцветные образования. Они ярко выражены в базальной части разреза и "угнетены" (бледно окрашены) в надпродуктивной части.

2. Слои, содержащие наиболее "зрелые" переотложенные продукты коры выветривания, залегают выше продуктивного горизонта, на уровне верхних пестроцветов. Здесь в породах почти нет "незрелых" терригенных примесей, в то время как ниже "незрелые" породы встречаются в заметном количестве.

3. Железистые, железо-марганцевые минеральные образования в виде примесей или конкреций встречены непосредственно ниже и выше продуктивного горизонта.

4. Выше и ниже продуктивного горизонта, вблизи него (первые десятки метров по мощности), находятся глауконитоносные слои; обилие глауконита наблюдается в подфосфоритовом интервале.

5. Непосредственно подстилают и покрывают продуктивный горизонт слои, насыщенные свободным кремнеземом. Подстилает фосфориты пачка пластовых кремней, по простиранию в сторону берега переходящая в доломиты с обильными кремневыми конкрециями. Покрывает пачка доломитов с обильными кремневыми конкрециями - мелководный эквивалент пластовых кремней.

6. Продуктивный горизонт делится на 2 подгоризонта фосфоритов, разделенных межрудной пачкой глинисто-кремнистых сланцев, алевролитов и некондиционных фосфоритов. Межрудная пачка в Каратау есть более глубоководная фация, чем образования зоны фосфоритонакопления.

7. В интервале, где развита ассоциация перечисленных компонентов, присутствуют частые поверхности размывов; слои, обогащенные терригенными примесями.

8. Надпродуктивная часть разреза характеризуется тонкослоистыми карбонатно-глинистыми пачками (более мелководным эквивалентом межрудного глинисто-сланцевого горизонта).

9. Фосфатность исчезает параллельно увеличению в разрезе черных тонкослоистых и массивных (но при этом маломощных) карбонатных слоев и пачек. Кремнистость (наличие кремневых выделений желваковой и линзо-пластовой форм) сохраняется и за пределами фосфатноносного интервала разреза. Но только непосредственно в контакте с продуктивными горизонтами наблюдаются кремневые горизонты мощностью более I м.

В целом можно сказать, что фосфоритоносная часть разреза карбонатной толщи Малого Каратау представляет трансгрессивную последовательность отложений, осложненную пульсациями более низшего порядка. Эти пульсации, выразившиеся в циклическом строении разреза, имеют явное отношение к процессу фосфоритообразования, так как продуктивные и повышено фосфатные части разреза точно вписываются в строение циклов, занимая в них определенные позиции (на "плечах" циклов). В сочетании с недавно полученными материалами по циклическому строению фосфоритоносных толщ других районов, а именно: Русской платформы (В.И. Фоминский, А.И. Диденко), северной части Хубсугульского бассейна (И.Н. Семейкин и др.), а также с давно установленной циклическостью отложений бассейна Фосфория (Р.П. Шелдон и др.), этот факт представляет значительный интерес. Можно выдвинуть предположение, что симметричность распределения фосфоритопроводящих объектов, выявленная и в бассейне Каратау, где до сих пор ее усматривали только в строении продуктивной пачки, имеет не локальное значение, а отражает закономерность и ее можно положить в основу некоторой универсальной модели строения фосфоритоносных толщ.

Исходя из этого предположения, нами была проведена работа по сравнению последовательности литостратиграфических компонентов и положения показателей фосфоритоносности в разрезе Каратау с аналогичными элементами разрезов других крупных фосфоритоносных бассейнов, расположенных как в Азии, так и на других континентах. В выборку для сравнения вошли месторождения докембрия и фанерозоя, но не моложе эоцена.

Сравнение показало, что большинство разрезов крупных месторождений и ряд мелких имеют близкую организованность и могут быть успешно гомоморфизованы по установлению главных компонентов литостратиграфического разреза Каратау.

В разрезе Каратау выделяются следующие компоненты (снизу вверх).

1. Региональный перерыв, отделяющий гетерогенное ложе от фосфоритовмещающей карбонатной толщи. В этом ложе выделяются более древние чисто геосинклинальные толщи, отделяющиеся от фосфоритоносных отложений угловым несогласием, и толщи моласс, залегающие с фосфоритоносными отложениями параллельно.

2. Красно- и пестроцветная базальная карбонатно-терригенная свита с железистыми образованиями и глауконитом, слабо фосфоритоносная, невыдержанная по мощности и литологическому облику. Она подразделяется на более грубую (конглобрекчиевую) нижнюю часть и более тонкую (алевро-аргиллитовую, тонкослоистую, более карбонатную) верхнюю. Мощность ее до 150 м.

3. Нижний доломит – своеобразная пачка базальных карбонатов, выделяющаяся своей фосфатноносностью, частой брекчированностью, обилием терригенных примесей и кремневых включений, наличием обильных и своеобразных строматолитовых текстур, признаков обрушений и опознаний, местами обильно глауконитовая. Мощность до 10 м. Чрезвычайно устойчива по распространению и может трансгрессивно налегать на самые различные толщи из состава ложа.

4. Пачка нижних кремней. Это или сплошные сливные тонкослоистые кремни, или доломиты, обильно насыщенные выделениями кремня неправильной и послойно ориентированной формы. Кремнистый материал часто имеет спонголитовую структуру и носит признаки замещения карбонатной массы. Верхняя половина пачки содержит заметное количество тонких слоев глинистого материала. Мощность кремневого горизонта до 10–12 м.

5. Продуктивная пачка мощностью до 60–70 м состоит из трех частей: нижний и верхний фосфоритовые (промышленные) подгоризонты, разделенные пачкой "сланцев" – алевритовых, карбонатных и кремнисто-глинистых тонкослоистых пород. Часть из них в невыветрелом состоянии является типичными "черными сланцами".

Части продуктивной пачки могут последовательно выпадать из разреза. Наименее выдержан нижний фосфорит, наиболее – верхний. Нижний фосфорит характеризуется большей кремнистостью. Верхний – более качественный, более мощный, вместе с тем, материал его более перемыт и содержит больше терригенной примеси,

а также слои конгломератов с галькой из фосфоритов.

6. Перекрывается фосфоритовая пачка "железо-марганцевым горизонтом" — маломощным (0,1-2,8 м), но очень выдержанным слоем своеобразных мелкостроматолитовых и онколитовых карбонатов, насыщенных обломками фосфорита и примесью железистых и марганцевистых минералов.

7. "Бурый доломит" — карбонатная пачка мощностью до 10 м, обильно насыщенная песчаным материалом и кремневыми выделениями. Это верхний кремневый горизонт.

8. Над "бурым доломитом" залегает пачка карбонатов, внешне очень сходная с "нижними доломитами", но более чистая, менее кремнистая и запесоченная, в ней отсутствуют брекчиевые текстуры. Это верхний доломит.

9. Две пачки карбонатно-глинистого состава, разделенные пачкой довольно мощных (до 80 м) и очень чистых биогермных доломитов. По обе стороны от нее разрез заметно глинистый и эти пачки являются как бы карбонатными эквивалентами сланцевой межрудной пачки. Верхняя из глинистых пачек участками пестроцветна и содержит наиболее "зрелую" глинистую фракцию пород. Мощность "верхней сланцевой" толщи — до 250 м.

10. Однообразная толща пелагических карбонатов, в которой светлые водорослевые и онколитовые слои доломитов чередуются с частыми черными бестекстурными доломитами; по всей толще рассеяны своеобразные стяжения кремней (отложения карбонатного склона)

При сравнении каратауского разреза с разрезами крупнейших фосфоритоносных бассейнов Америки, Азии, Африки, Австралии выявилось, что в большинстве случаев сводные разрезы этих бассейнов гомоморфны каратаускому по наличию и последовательности вышеперечисленных литостратиграфических пачек. На многих крупных месторождениях опознаются гомологи каратауских пачек, которые могут варьировать по мощности и по составу, но общая последовательность — от базальных терригенных (часто красноцветных) отложений к верхнему пелагическому (сланцево-карбонатному) комплексу — сохраняется. На большинстве месторождений продуктивный горизонт разделен на две качественно неравноценные части; в нем присутствует межрудная пачка, отличающаяся от фосфоритов по глубинности образования. Важно отме-

тить, что если межрудная пачка более глубоководна (кремнисто-сланцевая), то ниже и выше фосфоритов залегают более мелководные пачки, и наоборот. Иначе говоря, порядок следования фаций в вертикальном разрезе остается однонаправленным. Фосфориты занимают в нем промежуточное положение между экстремальными фазами развития акватории.

В целом разрезы всех основных фосфоритоносных бассейнов, независимо от их возраста и тектонического положения, отражают процесс трансгрессии на окраинную часть континента. В плане при этом различается 3 зоны: прибрежная, шельфовая (фосфоритоносная), склоновая (пелагическая). По вертикали в процессе развития трансгрессии возникает чередование этих же зон: базально существенно терригенной пачки; фосфоритоносного терригенно-карбонатно-кремнистого комплекса отложений и верхней терригенной (тонкозернистых и тонкослоистых пород) толщи. Последняя часть представляет существенно сланцевую толщу. Эта последовательность была названа нами "главной последовательностью", в развитии которой возникают значимые месторождения фосфоритов (при условии размещения в зоне благоприятной океанической циркуляции). "Главная последовательность" может наблюдаться и в обратном порядке отражая регрессивную фазу развития бассейна.

Общая модель фосфоритоносного разреза может быть представлена в следующем виде.

В самой нижней части разреза в 30% случаев из выборки шестнадцать рассмотренных крупнейших бассейнов фосфоритонакопления находится орогенный комплекс - моласса, - залегающий параллельно и без существенного углового несогласия с вышележащим нижним терригенным комплексом, переходящим на складчатый или кристаллический фундамент. В подавляющем большинстве случаев терригенный комплекс красно- или пестроцветный, что может говорить о расположении области его накопления в зоне теплого климата. Об этом же говорят и слои карбонатных пород, появляющиеся в верхней, как правило, более тонкозернистой части базального комплекса. Некоторые отложения верхней части базального комплекса представляют собой черные сланцы глинистого и алевроитового состава (лагунные). В отдельных частях бассейна, изолированных от терригенных потоков, карбонатные породы могут существенно преобладать. В отложениях базального комплекса

встречаются обильная железистая минерализация, вплоть до скопления железных руд, а также слои, обогащенные глауконитом. В самой верхней части базального комплекса отмечается заметная фосфатность.

Выше базального комплекса располагается собственно фосфоритоносная ассоциация, имеющая чаще всего симметричное строение. Она начинается и заканчивается карбонатными породами — "нижним" и "верхним" карбонатным горизонтами. Выше нижних карбонатов (часто кремнистых, доломитовых, глауконитоносных) залегает горизонт нижних кремней. По простиранию в сторону мелководья: кремни могут замещаться кремнистыми карбонатами. Нижние карбонаты и кремни порознь или совместно могут выпадать из разреза.

Фосфатная серия, представляющая пачку отложений от нижнего до верхнего продуктивного пласта часто имеет 70–80% для выборки из рассмотренных крупных месторождений двуслойное строение: два основных продуктивных горизонта разделены межрудной пачкой. Один из продуктивных горизонтов (чаще нижний) может выпадать. Верхний горизонт обычно характеризуется заметной перетолженностью материала, терригенной примесью, регрессивным характером — конгломеративностью. Межрудная пачка — сложное образование, включающее в себя диапазон почти всех безрудных фаций бассейна: от песков с глауконитом до кремнисто-глинистых черных сланцев. Может содержать и фосфориты. Строение ее иногда циклическое.

Перекрывается верхний продуктивный горизонт верхними кремнями (кремнисто-карбонатными породами и пачками), которые по простиранию могут переходить в песчаники и карбонаты. Верхние карбонаты, как правило, более чистые, чем нижние. Над верхним продуктивным горизонтом нередко обнаруживаются следы сильного обмеления, поверхности размывов.

Фосфоритоносная ассоциация в сторону берега сменяется мелководными карбонатами (песчаными доломитами, ракушечником) или песчаными породами в сторону открытого моря — кремнисто-глинистыми сланцами и пелагическими карбонатами.

Над фосфоритоносной ассоциацией располагается верхний терригенный комплекс — это отложения внешнего терригенного пояса. От базального терригенного комплекса верхний отлича-

ется более тонким материалом, алевро-глинистым составом, тонкой слоистостью, в ряде случаев обилием карбонатного материала. Как и базальный терригенный комплекс верхний терригенный комплекс характеризуется присутствием пестроцветов и красноватых, железистой минерализацией. Слои пестроцветов и железистых образований, судя по примеру Каратау, тянутся от размываемых и заливаемых выступов, которые сохранились в виде суши все предыдущее время трансгрессии и накапливали на себе продукты выветривания в условиях теплого климата. На соответствующем субстрате здесь могли возникать ресурсы, питающие процессы образования высокоглиноземистых слоев, которые в редких случаях их присутствия в разрезе (Боксонский район Восточного Саяна) всегда залегают выше основного горизонта фосфоритов.

Иногда формирование верхнего терригенного комплекса может происходить в прогибе типа флишевого. Тогда фоссерия перекрывается флишеподобной алевро-песчаной толщей, как это произошло в бассейнах Пенджаара (Зап. Африка) и Тал (Индия).

Верхний терригенный комплекс характеризует уже очень развитую стадию трансгрессии, поэтому его дальнейшее прибрежное ограничение обычно неясно. Судя по примеру пермского бассейна Фосфории (США), это наземные и эвапоритоносные толщи. Со стороны открытого моря комплекс замещается пелагическими карбонатами.

Вверх по разрезу верхний терригенный комплекс сменяется отложениями максимальной стадии трансгрессии (если не регрессивным комплексом) — обычно пелагическими сланцами и карбонатами.

Обратная последовательность перечисленных компонентов на стадии замыкания бассейна пока не описана. Регрессия происходит качественно иначе, чем развивается трансгрессивная часть толщи. Однако, мы сталкиваемся со случаями, когда фосфоритоносные отложения подстилаются не карбонатно-терригенными мелководными, а достаточно мощными более или менее глубоководными карбонатными толщами. Таковы фосфоритоносные разрезы кембро-рифейских отложений юга Сибири. Здесь развитие продуктивных отложений происходит тоже по схеме трансгрессивного клина. Однако в основании такого клина лежат не прибрежные и континентальные отложения, а вначале — отложения относительно

глубокого моря, а выше — мощная доломитовая толща очень мелко-водного бассейна, соответствующая горизонту нижних доломитов, после образования которых и происходит трансгрессия по схеме главной последовательности.

Из представленной модели вытекают некоторые важные для прогнозирования следствия:

1. В модели различаются два вида образований (толщ, пачек): **вмещающие** (в той или иной мере фосфатные, ближайшие соседи продуктивных слоев) и **ограничивающие** (пустые, совсем нефосфатные). Оба вида могут иметь значительные размеры. Прямые поиски в их пределах нет смысла проводить. Необходимо сначала уяснить, какой компонент модели представляет собой тот комплекс наслоений, в котором обнаружена фосфатность, и не содержит ли он в себе другие компоненты модели;

2. Разные компоненты модели на более ранних стадиях исследования могли быть выделены в качестве разных формаций (с разной степенью перспективности).

3. Вмещающие компоненты модели (т.е. сама продуктивная пачка) могут находиться между двумя формациями неперспективного типа, например между существенно терригенными толщами, и быть отнесенными к одной из них.

4. Циклическое строение могут иметь отдельные компоненты модели; в частности, продуктивные пласты часто, в свою очередь, имеют межрудную пачку, нижний и верхний карбонаты и т.д.

5. Литологически одни и те же компоненты модели для разных бассейнов нередко существенно различаются. Так например, на месте "нижних доломитов" иногда наблюдаются песчаники или кремнистые карбонаты; межрудные "сланцы" замещают кремни или алевролиты; глинистые сланцы одного бассейна гомологичны песчано-алевритовым отложениям или мергелям в другом бассейне и т.п. Различие в мощностях и протяженности еще более осложняет картину. Поэтому для распознавания их очень важно знание структуры, т.е. взаиморасположения перечисленных компонентов предложенной модели.

Установление последовательности толщ и пачек, соответствующее описываемой модели, в том или ином районе поисков может

обосновать принципиальное решение о возможностях обнаружить в заданном регионе значимые месторождения фосфоритов (Еганов, 1980).

Ю. К. Советов

ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕГО ДОКЕМЕРИЯ СЕВЕРО-ТЯНЬШАНЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

1.

Терригенные морские флишеидные формации - удлиненные призмы терригенных накоплений - выполняют внутренние и внешние прогибы геосинклиналей и представляют собой части складчатого комплекса. В данной статье рассматриваются терригенные флишеидные формации Северо-Тяньшаньской рифейской геосинклинали, раньше в разной мере описанные В.А. Николаевым, Р.А. Борукаевым, В.Г. Королевым, Р.А. Максумовой, Л.Н. Бельковой, А.В. Лейве и другими исследователями под названием - "флишевых фаций", "аспидной формации", "карбонатно-филлитовой формации", "сероцветной песчано-сланцевой формации", "формации серый спарагмит", "флишевой и флишеподобной формации", "пестроцветной формации", "пестроцветной моласоидной формации" и пр. Сегмент Северо-Тяньшаньской геосинклинали там, где развиты терригенные формации, входит в Талассо-Каратаускую структурно-формационную зону, расположенную в пределах хребтов Малого Каратау и Таласского. Кроме четырехлетних полевых наблюдений, анализа опубликованных работ, автором при описании формаций использованы материалы по геологической съемке разного масштаба В.Н. Вебера, Г.А. Ярмака, Т.А. Додоновой, В.П. Петрова, Ш.Ш. Сабдулшиева, А.Г. Разбойникова, А.А. Черепанова, В.А. Николаева, А.А. Конюка, Э.С. Кичмана и других геологов.

2.

Терригенные флишеидные (флишеподобные) формации входят, вероятно, в группу флишевых и своим названием указывают на то, что в них наблюдаются признаки сходства и различия с собственно флишем. Эти формации не являются типичным флишем, в

узком смысле, но содержат элементы циклической структуры флиша в типичных наборах или порознь, тесно ассоциируют с флишем, отличаясь от него нерегулярностью "флишевой" структуры. Главной чертой флишевого циклита (многослоя) признается резкость внешних границ и неясность границ между его элементами - фанеромерными в нижней части циклита и криптомерными вверху. Образование флишевых многослоев, по современным данным, связывается с действием мутьевых потоков, донных течений и пелагической седиментации "частица за частицей". До сего времени эталонные флишевые формации известны в альпийских складчатых областях, хотя отдельные примеры флиша описаны в герцинских, каледонских и докембрийских складчатых областях. Опираясь на исследование конкретных формаций флиша можно сделать заключение, что флиш, в узком смысле, является мелкоциклической формацией, а отложения мутьевых потоков в нем подчинены отложениям донных течений и пелагитам.

Как и флиш, терригенные флишоидные формации слагаются тремя подавляющими другие элементами: отложениями мутьевых потоков, пелагическими осадками и отложениями донных течений, причем отложения мутьевых потоков - турбидиты - составляют значительную часть формаций и меняются в широком диапазоне мощности и зернистости. Понятие турбидит, введенное Ф.Кюне-ном, для обозначения глубоководных алевро-псаммитовых зеленовато-серых глинистых отложений, объединяет широкий гранулометрический спектр осадков от гравия до мелкого алевролита, сгуженных в резко очерченные пластобразные осадочные формы. Турбидиты, вместе с вмещающими их пелагическими осадками - морские образования большой мощности, выдержанные по составу материала (граувакки) и накопленные в удлинённых относительно узких прогибах. Яркое свойство турбидитов - градационная гранулометрическая структура. Наибольшее распространение имеет так называемая "нормальная" градация (по Ф.Кюне-ну): непрерывная зерновая структура слоя с постепенным уменьшением медианного диаметра кластических зерен от подошвы к кровле.

Для описания фрагментов формаций была взята классификация турбидитов по степени грубости материала в подошве слоя, примененная ранее при изучении большекарройской формации (Еганов,

Советов, 1979). Классификация предусматривает выделение четырех классов турбидитов (T_1 , T_2 , T_3 , T_4) с постепенно уменьшающейся зернистостью; среди пелагитов выделено два класса отложений — пелиты и алевро-пелиты; течениевые отложения представлены полого-косо-волнисто-слоистыми алевролитами. Приведенная классификация применима для всех пяти терригенных формаций, описанных ниже.

Петрографически, турбидиты представляют собой граувакку, т.е. темноцветную псаммо-алевролитовую или алевро-псаммитовую (иногда с примесью гравийного материала или слоями гравелитов) горную породу полимиктового состава с большим количеством обломков осадочно-метаморфических и, реже, вулканических пород. Главное свойство граувакк — структурная и минералогическая незрелость (за исключением кварцевых вакк): 1) обломки (зерна) разноразмерные, от крупного песка до алевроита, и слабо окатанные; 2) обильны обломки, неустойчивые к выветриванию пород (сланцев); 3) серицит-хлоритовый матрикс, по мнению большинства петрографов, катагенетического происхождения — придает породе зеленоватый оттенок (Советов, 1977). Граувакки обладают высокой вязкостью и прочностью главным образом из-за цементирующих свойств волокнистого и чешуйчатого матрикса. Процесс "грауваккизации" (термин Ф.Кюнена) происходил после погребения материала мутьевого потока под толщей осадков.

Терригенные флишеидные формации в какой-то части пространства совпадают с литостратиграфическими подразделениями регионального масштаба (свитами, сериями), их наименования на первом этапе исследования даны по наименованиям определяющих пространство подразделения. Все рассматриваемые формации в Талассо-Каратауской структурно-формационной зоне Северо-Тяньшаньской геосинклинали имеют довендский возраст, а перекрывающая их литокластитовая моласса и терригенно-широкластитовая формации относятся к венду (Еганов, Советов, 1979). Стратиграфическое и структурное положение формаций, а также список необходимой литературы можно найти в работах (Еганов, Советов, Страхов, 1975; Советов, Еганов, 1976; Советов, 1976; Шопф, Советов, 1977; Еганов, Советов, 1979). Терригенные флишеидные формации в Малом Каратау принимают участие в строении Кокджотского, Ушбасского и

Большекаройского тектонических блоков, в Таласском Ала-Тау - строении Узунахматского и Кумыштагского тектонических блоков.

3.

Кокджотская терригенная формация. На большей территории своего распространения представлена филлитами и филлитизированными алевро-пелитовыми и псаммитовыми породами, образующими Кокджотский горст, поэтому до последнего времени она относилась к классу сланцевых формаций - аспидной, сланцевой. Метаморфизм сгладил различия стратиграфических частей формации, затупил слоистость и первичный состав пород, затруднил расшифровку складчатой структуры. Мощность кокджотской формации часто преувеличивалась (до 6000 м).

На юго-восточном окончании Кокджотского горста метаморфизм ослаблен и, примерно, на долготе оз. Бийликуль прослеживается замещение филлитовых фаций граувакковыми, тогда как кливаж проявляется повсеместно. Зубчатый переход фаций хорошо виден в разрезе и на геологической карте, составленной Э.С. Кичманом, хотя он и считает филлитовую толщу стратиграфически более древней, чем граувакковая, выделяя ее в нижнюю стратиграфическую пачку (свиту).

По нашим наблюдениям, филлитовые пачки и линзы встречаются среди моноклинально залегающих слоев и не образуют ядер антиклиналей. Кокджотская формация в слабоизмененном виде протягивается вдоль центрального хр. Каратау от урочища Беркара до Куракская и вместе с понижением хребта постепенно скрывается под мезокайнозойским чехлом. Вероятно, в невысоком поднятии близ пос. Маймак находится юго-восточное продолжение формации. Она геологически обособлена (отделена на юго-западе от среднепалеозойских свит главным каратауским разломом, а на северо-востоке от большекаройской свиты большекаройским разломом), не имеет прямой связи с отложениями докембрия Таласского хребта и поэтому может рассматриваться как самостоятельный объект.

Кокджотская серия, как стратиграфическое подразделение, грубо состоит из двух частей: нижней терригенной (1300-1500 м) и - верхней терригенно-карбонатной (500-700 м). В терригенную формацию включена нижняя часть серии и отдельные терригенные пачки верхней, сходные по составу и строению с нижней. Кокджот-

ская серия слагает сопряженные антиклинорий и синклинорий. По нашим наблюдениям, полная складчатость характеризуется линейными, преимущественно открытыми, реже, изоклинальными складками в десятки метров шириной, осложненных второстепенными изгибами. Кроме складчатых, имеются участки моноклинального залегания, близкого к вертикальному с небольшим опрокидыванием к северо-востоку. В интенсивно смятой серии, довольно однородной по строению, установить закономерности строения разреза в мелком плане пока невозможно.

Соединяющими формационными признаками являются набор типов пород (отложений) и седиментационная структура, выраженная в повторяемости зеленовато-серых и темно-серых, алевро-псаммитовых, резко ограниченных слоев (турбидитов) без внутренней слоистости, зелено-серых с голубоватым оттенком горизонтально-слоистых алевро-пелитовых слоев и, более редко, косоволнисто-слоистых алевролитов. На нижней поверхности турбидитовых слоев распространены скульптурные знаки (механоглифы); примерно в одном из 20 слоев; там, где их нет, подошва турбидитов оторочена блестящей слабо морщинистой глинистой корочкой. Преобладают сленки с изометричных и удлинённых промоин (*flute, furrow* с.); они, измененные кливажом, ранее ошибочно принимались за мелководную рябь (Э.С.Кичман). Направление мутьевых потоков в прогибе было юго-западным и юго-восточным, косым к современной складчатой структуре. По этим данным, источником терригенного материала, поступавшего в прогиб, служили северные области.

В составе кокджотских граувакк основную роль играют обломки глинистых, серицит-хлоритовых сланцев, кварц-хлоритовых и кварц-мусковитовых алевросланцев, кремней (силицитов), яшмоидов, поликристаллического кварца и плагиоклаза, более редкими являются обломки основных вулканитов. Гранулометрический состав псаммитов типичен для граувакк — широкий диапазон размерности зерен от крупного песка до алевролита и модальный размер, зависимый от типа турбидита.

Формация подразделяется на блоки с разной структурой (типом переслаивания) при сохранении элементного состава: пакеты разной мощности со структурой, плотной по "Т", преобладают и чередуются с пакетами существенно глинистыми — пелагитовыми. В

структуре, плотной по "Т", главное место занимают турбидиты. На поверхности выветривания пелагиты образуют щелевидные пустоты между более крупными телами турбидитов. Не менее часто на месте пелагитов находятся глинистые примазки в швах, разделяющих соседние пласты турбидитов. В целом, отчетливо устанавливается преобладание в формации турбидитов (граувакк). Структура формации значительно меняется по количественной характеристике: выделяются блоки с преобладанием T_4 - тонкослоистые, с преобладанием T_3 - среднеслоистые, с преобладанием T_2 и T_1 - как правило, крупнослоистые. Турбидиты одного или близких классов составляют блоки из 2-50 единиц; более редки единичные слои среди несвойственного им парагенетического сочетания.

Узунахматская терригенная формация. Основной массив формации находится на южном склоне Таласского хребта в бассейне р. Узунахмат и на его северном склоне в бассейне р. Урмарал. Также как и кокджотская, узунахматская формация неравномерно метаморфизована - от слабо измененных пород до биотитовых филлитов. В метаморфизованных тектонических блоках формация представляется серой и темно-серой очень однородной толщей измененных граувакк. Кумылтагская подзона, где распространена узунахматская формация, примыкает на юге к Талассо-Ферганскому разлому, близ которого установлен наибольший метаморфизм. К северо-востоку от разлома среди пачек филлитов сохранились пачки слабо измененных зеленовато-серых и серых турбидитов и пелагитов.

Узунахматская серия, сложная по составу, внизу представлена сплошными терригенными отложениями мощностью не менее 1000 м, а в верхней части - чередованием терригенных (пелитопсаммитовых) отложений мощностью в десятки метров и глинисто-карбонатных такой же мощности со структурой двух- и трехэлементного флиша (первые сотни метров). Глинисто-карбонатные пачки сходны с основным массивом карабуриной свиты, а терригенные являются полными аналогами таких же пачек указанной свиты. Взаимоотношения узунахматской серии и карабуриной свиты до сего времени неясны, установлено лишь их совместное нахождение в геологической структуре. Несомненно, по

составу и характеру отложений — это соседние осадочные комплексы. Узунахматская терригенная формация объединяет терригенную часть одноименной серии (целиком нижняя половина и терригенные пачки верхней) и терригенные пачки карабуриной свиты, парагенетически сходные с узунмахматскими и пространственно близкие к ним.

Турбидиты узунмахматской формации имеют отчетливую градиционную структуру — как правило без внутренней слоистости, и пошвенную скульптуру слоев (механоглифы), которая сохраняется и в филлитах. Турбидиты в грубых разностях залегают слоями от 10 до 200 см, а в тонких — 0,5–1 см. Самая распространенная структура формации — плотная по "Т", в таких грубослоистых и грубозернистых пакетах находятся слои гравелитов, приуроченные к подошве T_1 . Следует отметить, что гравелиты хорошо сортированы мелкогалечные с уплощенными галечками из обломков пород, распространенных и в граувакках, несут следы отложения из мощного мутьевого потока.

Некоторые исследователи отмечают более олигомиктовый состав узунмахматских граувакк в сравнении с граувакками верхнерифейской сарыджонской свиты, но в настоящее время данных по структуре и составу формации и петрографии граувакк еще недостаточно. Внешне граувакки узунмахматской формации темноцветные, насыщены обломками пород и не производят впечатление олигомиктовых.

Узунмахматская формация содержит редкие слои (1–3 м) светло-зеленых пелловых туфов, внешне сходных с яшмами, они концентрируются в темнозернистых пачках — там, где преобладают пелиты и тонкозернистые турбидиты T_4 . Туфы несут тонкую косо-волнистую слоистость, на нижней поверхности слоев наблюдаются слепки с тонких промоин, сходные с гиероглифами на подошве слоев турбидитов.

Узунмахматская формация в целом сходна с кокджотской формацией, но существуют и визуальные отличия в деталях строения. В настоящее время невозможно ответить на вопрос, являлись ли обе формации латеральными градиациями по отношению друг к другу или их накопление происходило в разных прогибах.

Сарыджонская терригенная формация. Располагается в Кумыштагской и Курганской подзонах Талассо-Каратауской структурно-формационной зоны вдоль северного склона Таласского хребта. Сарыджонская формация совпадает с одноименной свитой, включая нижнюю терригенную часть и верхнюю карбонатно-терригенную. В настоящее время еще недостаточно наблюдений, чтобы решить, принадлежат ли этой формации известняково-пелитовые циклиты, распространенные в верхней части свиты, так как они не образуют достаточно мощных сочетаний, а известняки в них косослойчатые, имеют терригенную примесь и, сами являются кластическими. Установлено сходство таких циклитов с наборами пород соседней известняковой чаткарагайской формации.

Сарыджонская формация представлена зеленовато- и желтосерыми нормальноосадочными породами, основной объем занимают алевро-псаммитовые турбидиты, сконцентрированные в плотные по структуре пакеты. Формация заметно более тонкослоиста в сравнении с кокджотской и узунахматской. В турбидитах главным является тип с нормальной градационной структурой, но изредка встречается тип со струйчатым распределением обломочного материала. Часть турбидитовых слоев имеет нерезкую верхнюю границу - переход к пелитам; резковыраженная нижняя поверхность содержит слепки с промоин (flute, furrow c.), либо она бескульптурная, гладкая или слабо морщинистая. Характерное направление мутьевых потоков с юго-запада на северо-восток, поперек или косо к простиранию толщи. Примечательно то, что начало мутьевых потоков находилось к юго-западу от области распространения формации, и поэтому источниками терригенного материала не могли быть осадочные и вулканические толщи докембрия Киргизского хребта, как считают некоторые исследователи.

Граувакки сарыджонской формации типичны, относятся к полимиктовому типу (с большим содержанием обломков пород), заметную роль играют обломки основных эффузивов.

Кызылбельская терригенная формация. Распространена в Таласском хребте в Кумыштагской подзоне. На северо-востоке в Курганской подзоне аналогом верхней части формации является пачка красных аргиллитов и алевролитов (100-150 м), тонко переслаивающихся с известняками. Эта пачка является точным стра-

тигграфическим и литологическим аналогом верхней тонкообломочной красноцветной пачки джанытасской серии Малого Каратау и выступает как связующее звено фациальных переходов позднеморрийских терригенных формаций в рифогенные формации смежных поднятий. Точка зрения о замещении пестроцветной кызылбельской формации известняковой впервые была высказана Т.А. Додонской. Нам представляются такие построения наиболее правдоподобными, так как аналогичные фациальные замещения вытекают из палеогеографических построений в Малом Каратау, где роль кызылбельской формации играет большекаройская терригенная формация, а рифогенной — джанытасская.

Кызылбельская формация в Кумыштагской подзоне представлена чередованием пачек малиново-красных и пестроцветных алевроаргиллитов с известняками и турбидитами T_4 , с пачками, насыщенными серыми и темно-серыми турбидитами преимущественно грубозернистого и крупнозернистого классов, с включениями гравелитов. Характерный признак формации — ее пестроцветность (сочетание красного и темно-серого, зеленого и бурого цветов). Мощность формации в основном литотеле около 1000 м. К кызылбельской формации относится также пестроцветная средняя подсвита нижележащей чаткарагайской свиты мощностью 200–250 м, сложенная темно-серыми тонкослоистыми турбидитами T_3 и T_4 , чередующимися с красными алевро-пелитовыми пелагитами.

В соответствии с крупностью зерна в турбидитах и мощностью образуемых ими слоев, меняется размер и тип скульптурных слепков — гиероглифов на подошве слоев: в крупнозернистых, мощных и массивных — это крупные слепки с промоин, скульптуры внедрения грубого осадка в тонкозернистые; в тонкозернистых, среднемощных — слепки с удлинённых узких промоин и царапин. Следует отметить обилие гиероглифов в кызылбельской свите, превосходящее их количество в вышеописанных формациях. Турбидиты сложены типичной грауваккой с неотсортированным по величине материалом и обилием обломков сланцевых пород. Хорошо выражена нормальная градационная структура.

Большекарыйская терригенная формация. Распространена в Малом Каратау в Ушбасском и Большекарыйском блоках, здесь она несогласно перекрыта коксуйской молассой (венд) или фосфорито-

носной карбонатной формацией нижнего кембрия. Большекаройская формация литостратиграфически целиком соответствует одноименной свите (Еганов, Советов, 1979) и изучена более детально в структурном и петрографическом аспектах. Она состоит из турбидитов (45%) и пелагитов (55%). Гравелиты, входящие в некоторые слои грубозернистых турбидитов, подчинены, косослойчатые алевролиты играют также второстепенную роль. Преобладающий тип турбидитов с нормальной градационной структурой, подтвержденной гранулометрическим анализом (Еганов, Советов, 1979). Для средней части турбидита установлена логнормальная зернистость терригенного материала, в пробах из основания T_1 и T_2 установлена бимодальная смешанная зернистость, переходящая вверх по слою в мономодальную логнормальную.

Мощность всех типов слоев (от 0,5 до 600 см) в своих значениях подчинена логнормальному распределению. Установлено, что в турбидитах с уменьшением среднего размера зерна среднее значение мощности уменьшается — хороший показатель градаций состояния мутьевого потока. В разрезе формации заметна тенденция к группированию в блоки-пакеты близких по зернистости турбидитов, что можно согласно модели развития мутьевого потока (Walker R.G.) интерпретировать как выдвигание и отступление прибрежной части веера отложений.

Большекаройские турбидиты несут на нижней поверхности многочисленные гиероглифы — следы эрозивного действия потока и осадочных частиц. Скульптуры внедрения грубозернистого материала весьма сходны по обилию и типу с гиероглифами из кзыл-бельской формации. Замеры направления движения мутьевых потоков показали их, в целом, косое положение к простиранию структурно-формационной зоны, а вектор движения на юго-восток. Кордильера находилась юго-западнее современного положения формации.

Турбидиты сложены граувакками в основном кварц-литокластитового и кварц-литокластито-миктитового состава, им свойствен плагиоклаз-кварц-сланцевый парагенез обломочных зерен. Преобладают глинистые и кварц-хлорит-гидрослюдистые сланцы, меньше кремней и кварцитов, подчинены лавы и диабазы. На северо-западе Малого Каратау установлены обломки калиевых полевых шпатов и известняков.

Пять терригенных флишеидных формаций Талассо-Каратауской структурно-формационной зоны располагаются на разных стратиграфических уровнях: кокджотская и узунахматская, вероятно, на средне-рифейском, сарыджонская, кзылбельская и большекаройская - на верхнерифейском. Формации разобщены пространственно: кокджотская и узунахматская тяготеют к срединной части хребтов, более поздние - располагаются к северо-востоку от них. Для более ранних формаций области сноса располагались, видимо, с обеих сторон трогов-прогибов - с юго-запада и северо-востока. Для верхнерифейских формаций установлен пока только юго-западный источник материала. Кокджотская и узунахматская формации в совокупности с известняко-глинистыми заполнили внутренние прогибы, сарыджонская формация вместе с перекрывающей чаткарагайской известняковой (частью флишевой) - внешний прогиб. Кзылбельская и большекаройская формации выполнили остаточные мульды на месте внешнего прогиба, сохранивших глубоководный характер. По составу осадков и месту в разрезе геосинклинали кзылбельский и большекаройский прогибы, вероятно являются гомологами "красных мульд", ознаменовавших заполнение и завершение развития каледонской геосинклинали Северного Тянь-Шаня и герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. Соответствующие формации играли роль "нижних моласс" морского происхождения, ограниченных на юго-западе сушей, а на северо-востоке мелководным поднятием, сложенным рифогенными известняковыми формациями, обращенными склоновыми отложениями в сторону глубоководных прогибов, а лагунными - на северо-восток в сторону стабильного блока земной коры.

После завершающей складчатости терригенные формации поздней стадии развития геосинклинали были смяты в складки, а в предвендское время подняты и частично размыты. Затем краевые северо-восточные их части местами несогласно перекрылись литокластитовой (коксуйской) молассой, сформированной на краю стабильного массива в передовом прогибе. Во второй половине венда в результате первой крупной трансгрессии моря с северо-востока, со стороны стабильного массива, складчатая область была перекрыта аркозовой (прибрежной), карбонатно-кремнистой,

а затем терригенно-пирокластитовой формациями, которые, в свою очередь, в результате второй трансгрессии моря, после незначительного поднятия и размыва, перекрылись карбонатной формацией нижнего кембрия-среднего ордовика квазиplatformенного этапа развития складчатой области.

Ю.Н. Занин

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ФОСФОРИТОГЕНЕЗА В КАЙНОЗОЕ

Эволюция фосфоритообразования в истории Земли может рассматриваться с различных позиций. Одними из наиболее важных являются эволюция интенсивности фосфоритонакопления и эволюция физико-химических обстановок фосфоритообразования. Рассмотрим некоторые аспекты количественной и пространственной эволюции фосфатонакопления в верхнем мелу - кайнозое.

П. Куком и М. Макелхинни (Cook, McElhinny, 1979) были выделены верхнемеловая-эоценовая и миоцен-современная эпохи фосфоритообразования. Для первой из них намечаются два максимума второго порядка на рубежах 77 млн. лет (что отвечает верхнему мелу) и 54 млн. лет (эоцен). Для второй эпохи повышенное первичное фосфоритообразование отвечает в первую очередь миоцену. Плиоценовые залежи, в том числе такие крупные, как связанные с формацией Боун Велли, Флорида, часто слагаются фосфоритным материалом, перетолженным из отложений миоцена. Четвертичное морское фосфатонакопление, установленное достоверно в недавнее время, некоторые исследователи рассматривают как относительно слабое.

Таким образом, от верхнего мела до настоящего времени можно предполагать снижение интенсивности морского фосфоритообразования, которое сопровождается сокращением площадей фосфоритообразования, смещением границ их максимального широтного распространения в направлении экватора. По данным П. Кука и М. Макелхинни (Cook, McElhinny, 1979), верхнемеловые-эоценовые фосфориты образовывались до широты 60° , в том числе крупные месторождения - до широты 50° . От миоцена (включительно) до

настоящего времени фосфориты формируются до широты 50° , в том числе крупные месторождения — до широты 40° . Фактически эти данные следует отнести к миоцену—плиоцену (?), так как четвертичные фосфориты образуются на шельфе Перу — Чили в интервале $5-21^{\circ}$ ЮШ и на шельфе Юго-Западной Африки в интервале $20-23^{\circ}$ ЮШ.

Столь узкий интервал фосфатообразования в современную эпоху, одну из наиболее холодных для всего кайнозоя, объясняется, очевидно, не только положением океанических течений и областей апвеллинга, но и практически отсутствующим фосфатонакоплением в эпиконтинентальных бассейнах (как Балтийское море и др.).

Образование континентальных фосфоритов в кайнозой главным образом (хотя и не всегда) связано с непосредственным развитием процессов выветривания. Выделяются два возрастных интервала гипергенного фосфоритообразования — мел-палеогеновый (фактически — средне(верхне) меловой—эоценовый) и неоген-четвертичный (Занин, 1976), которые полностью соответствуют эпохам образования морских фосфоритов. Это несколько общее датирование временных интервалов формирования континентальных фосфоритов нуждается в уточнении.

Наиболее интенсивно проявилась на обширной территории верхнемеловая—эоценовая эпоха гипергенного фосфоритообразования. Она проявлена на обширной территории Евразии — от Восточной Сибири до Западной Европы, а также в Западной Африке, в восточной части США, где с этим временем связано образование аллюмофосфатов.

В неогене формирование гипергенных фосфоритов носило значительно меньший размах. Наиболее крупные залежи их связаны с позднемиоценовой—плиоценовой формацией Алачуа (Флорида), сложенной продуктами выветривания миоценовой формации Хоторн. Выветривание пород последней началось уже в верхнем миоцене, как можно думать, непосредственно после выхода их на дневную поверхность.

Гипергенное фосфоритообразование четвертичного периода наиболее интенсивно проявлено на океанических островах в связи как принято считать, с разложением гуано птиц; в

меньшей степени такие фосфориты образуются на континентах. Все они расположены в тропической, отчасти в субтропической области, не выше широты 30° . Размер этих образований сравнительно невелик.

Наиболее высокоширотными (в том числе, и для древних обстановок) среди гипергенных фосфоритов являются палеоген-эоценовые образования Маймеча-Котуйской провинции, которые будут рассмотрены ниже. Проявления миоценовых гипергенных фосфоритов не поднимаются выше средних широт. Еще более узкой является полоса четвертичного гипергенного фосфоритообразования.

Таким образом, для морских и континентальных (гипергенных) фосфоритов мы наблюдаем в кайнозое сходные тенденции, выражающиеся в тождестве или близости отдельных эпох фосфоритообразования во времени (и в первую очередь для тех и других должна быть отмечена верхнемеловая-эоценовая эпоха), в снижении интенсивности этого процесса от верхнего мела-эоцена до настоящего времени и сужении области как морского, так и континентального фосфоритообразования за тот же временной интервал в сторону экватора, а для морского фосфоритонакопления - также и фактическое прекращение в послеоценовое время внутриконтинентального фосфоритообразования, по крайней мере в средних широтах. Характерно почти полное отсутствие как морского, так и континентального фосфоритогенеза в олигоцене.

Как видно, наблюдается несомненная сопряженная эволюция морского и континентального фосфоритообразования в кайнозое.

Подобное совпадение, очевидно, не может быть случайным. Все рассмотренные примеры гипергенного фосфоритообразования непосредственно связаны с процессами выветривания, и в связи с этим может быть поставлен вопрос, в какой мере развитие процессов выветривания на суше могло способствовать интенсификации процессов фосфоритообразования не только на континенте, но и в морских бассейнах, что предполагалось ранее рядом исследователей. Правильный ответ на этот вопрос в немаловажной степени зависит от времени пребывания фосфора в океане. По данным Р.А.Гульбрандсена и Ч.Е.Роберсона (1977) это время составляет $4,9 \cdot 10^4$ лет, т.е. сравнительно небольшое. Очевидно, в связи с этим эпохам интенсивного фосфатонакопления должно

сопутствовать практически почти одновозрастное с ними интенсивное поступление фосфора в морские бассейны. Трудно говорить о существенной предварительной концентрации фосфора в океанической воде с последующей его разгрузкой в период фосфоритообразования, поскольку, по существующим представлениям, морская вода относительно слабо насыщена фосфором и заметное повышение концентрации фосфора, особенно в несколько раз, было бы невозможно.

Существуют лишь два возможных пути снабжения фосфором океанических бассейнов — вулканическая деятельность и снос с континента. Поскольку первый из этих источников не нашел до сих пор однозначного обоснования, большинство исследователей (к числу которых принадлежит и автор) накопление фосфора в океане связывают со сносом его с суши. Можно полагать, интенсификация фосфоритонакопления, в связи с относительно небольшим резервом фосфора в океане по сравнению с масштабами его концентрации в крупнейших бассейнах, отвечает интенсификации выноса его в растворенной форме с континентов, что возможно только в условиях усиления процессов выветривания. Развитие на континенте гипергенного фосфоритообразования, связанного с выветриванием, именно в те же эпохи, для которых фиксируется и максимальное морское фосфоритонакопление, подтверждает этот вывод. Безусловно, выводы о процессах выветривания на континенте, сделанные лишь на основании анализа материалов по гипергенному фосфоритообразованию, не являются исчерпывающим. В первую очередь, процессы выветривания (там, где они проявлены достаточно активно) отражаются в образовании латеритов и бокситов. Следует упомянуть, что в одной из областей активного латеритообразования — в Западной Африке — устанавливаются три эпохи усиления процессов выветривания, сопровождаемые формированием бокситов (Акаемов и др., 1980) — меловая, эоценовая и миоценовая, т.е. те же, что и для активного морского и континентального фосфоритообразования. Подобные примеры могут быть умножены. Эпохи пониженного развития процессов выветривания (олигоцен, плиоцен — по крайней мере, верхний, четвертичный) характеризуется пониженной интенсивностью как континентального, так и морского фосфатообразования. Для четвертичного времени связь

пониженного морского фосфатонакопления со слабым развитием процессов выветривания в это время была впервые отмечена И. В. Николаевой.

Таким образом, конечным регулятором фосфоритообразования является климат; эволюция фосфоритообразования, заключающаяся в снижении интенсивности этого процесса от эоцена до настоящего времени, связана, очевидно, в первую очередь с хорошо известным глобальным понижением температур (с учетом имевшихся колебаний, таких как потепление в миоцене), отмечаемое многими исследователями.

Примером гипергенного палеогенового фосфоритообразования является апатитоносная Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов, расположенная на севере Красноярского края. Фосфатоносные коры выветривания и гипергенные фосфориты широко развиты в пределах провинции. Это положение, развиваемое автором (Занин, 1976), принималось далеко не всеми и требовало своего дальнейшего обоснования (Занин, 1977). Следует, однако, указать, что в настоящее время эта точка зрения является общепризнанной.

Коры выветривания развиты с той или иной степенью интенсивности на важнейших в промышленном отношении массивах Маймеча-Котуйской провинции — Ыраасе, Ессее, Магане; выветриванию подвергаются практически все развитые здесь апатитосодержащие породы — эгириниты, слюдиты, карбонатиты, магнетит-apatитовые руды.

Коры выветривания региона дифференцируются по составу субстрата, геохимическому типу выветривания, характеру миграции элементов, отношению к источнику фосфора (остаточные, инфильтрационные), минералогическому составу. Особенность кор выветривания региона — широкий диапазон геохимических обстановок их формирования: от весьма щелочных до сильно кислых. Поскольку фосфор является весьма слабо подвижным как в тех, так и в других условиях (в виде кальциевых фосфатов, первичных или вторичных, в первом случае, и алюмофосфатов — во втором), в большинстве случаев на рассматриваемых массивах в корях выветривания осуществляется его концентрация.

В условиях щелочной среды в коре выветривания эгиринитов содержание пятиоксида фосфора в коре выветривания возрастает в 5-6 раз, а кремнезема — уменьшается в 10-12 раз. В таких корях выветривания из породы удаляется почти весь кремнезем, и она на 90% состоит из кальциевых фосфатов и окислов железа (гетита). Состав глинистых минералов здесь гидрослюдистый, с небольшой примесью монтмориллонита. Характерно, что весьма интенсивное преобразование породы, характеризующееся почти полным выносом кремнезема, осуществляется уже на гидрослюдистой стадии выветривания. При этом энергичному выносу кремнезема соответствует не менее энергичное накопление в породах фосфора. Коры выветривания, слагающиеся главным образом фосфатными и железистыми минералами, хорошо известны, но они имеют обычно латеритный характер, и фосфатные минералы в их составе представлены алюмо- или железофосфатами. В данном случае среди фосфатных минералов абсолютно преобладают кальциевые фосфаты, и, применительно к классификации И.И. Гинзбурга, такие коры выветривания должны рассматриваться как ферритно-фосфатные (гетит-апатитовые). Коры выветривания такого типа, развитые по силикатным породам, в пределах которых осуществляется весьма интенсивный вынос кремнезема с одновременным накоплением окислов железа и кальциевых фосфатов, ранее в литературе не описывались.

Алюмофосфатные породы, свидетельствующие о развитии процессов латеритного выветривания, ранее были известны только в южной части провинции, на массиве Ессей. Они выявлены сейчас и на одном из северных массивов — Магане. На массиве Ессей устанавливается присутствие гиббсита,

Минералогический состав гипергенных образований кор выветривания Маймеча-Котуйской провинции, включающий наряду с кальциевыми фосфатами алумосиликаты, железофосфаты, минералы окислов марганца, вермикулит и некоторые другие, типичен для кор выветривания подобных или близких по составу массивов других регионов, подвергавшихся гипергенным преобразованиям, как можно думать, в сходных условиях.

Выветривание апатитоносных пород Маймеча-Котуйской провинции оказало двойное влияние на их промышленную оценку. Ги-

пергенное преобразование пород способствовало в целом повышению содержания фосфора в коре выветривания по сравнению с исходным материалом.

В тех случаях, когда фосфатная составляющая руды в зоне выветривания представлена остаточными зернами первичного апатита, роль выветривания можно расценивать с экономической точки зрения как положительную, особенно если остаточный материал формировался по карбонатам.

Безусловно позитивным является значение выветривания при формировании маложелезистых и низкокварцевых фосфоритов. Но когда в результате гипергенных процессов формируются высокожелезистые и окремненные фосфориты, хотя и с высоким содержанием P_2O_5 , характеризующиеся значительно худшими условиями обогащенности по сравнению с первичными апатит-силикатными или апатит-магнетитовыми рудами, влияние выветривания на промышленную оценку месторождений является отрицательным.

Значение рассматриваемых кор выветривания для познания эволюции гипергенного фосфоритообразования заключается в том, что это самая высокоширотная (заполярная в современных координатах) область развития данных процессов. Возраст кор выветривания и гипергенных фосфоритов провинции рассматривается, в согласии с приведенными в литературе данными, как палеоцен-эоцен.

Исключительно важным для познания эволюции фосфоритогенеза является выяснение физико-химических обстановок образования фосфоритов. Распознавание этих обстановок для фосфоритов, как и для любой другой осадочной породы, может быть проведено главным образом на основе анализа физико-химических и петрографо-минералогических особенностей состава самой породы или ассоциирующихся с ней других минеральных компонентов осадочного генезиса.

При этом в равной степени необходимо понять, как влияли на состав фосфоритов обстановки не только их образования, но и преобразования. Особую важность представляет учет влияния на химико-минералогический состав первичной породы и минерала (в данном случае фосфата кальция фосфоритов) позднейших наложенных процессов выветривания и катагенеза (Занин, 1976).

Ведущими компонентами состава фосфатов кальция фосфоритов являются фосфор, карбонат-ион (в анализе CO_2), Ca, Na, F, OH^- ,

H_2O^+ . Химический состав апатита фосфоритов определяется: первичными условиями фосфатообразования; преобразованием в условиях катагенеза и выветривания, а первичного фосфатного вещества — также при диагенезе; структурным типом фосфорита.

Было бы целесообразно в первую очередь рассмотреть связь условий образования фосфоритов с их составом. Однако этого нельзя сделать, пока не выяснено влияние на фосфориты наложенных процессов — катагенеза и выветривания. Уже указывалось (Занин, 1976 и др.), что в процессе катагенеза из структуры фосфатов кальция (apatита) фосфоритов в первую очередь удаляется карбонат-ион. В дальнейшем было выяснено, что вместе с карбонат-ионом из структуры апатита при выветривании уходят также натрий (Занин и др., 1979) и входящая в структуру апатита вода (Вахрамеев, Занин, 1979). Выход натрия из структуры апатита при нагревании был подтвержден экспериментально.

В то же время имеются примеры низкого содержания CO_2 и Na_2O также и в некоторых фосфоритах морского происхождения, никогда не попадавших в зону катагенеза (например, фосфориты палеогена Западной Африки — Того, Сенегала). Мы ранее были склонны рассматривать данные особенности состава этих фосфоритов как первичные (Занин и др., 1979). Однако французские геологи (Lucas Meior Prévôt, 1979) пришли к выводу, что обеднение кальциевых фосфатов в процессе выветривания фтором и кальцием сопутствует обеднению их CO_2 . В частности, низкое содержание CO_2 в кальциевых фосфатах месторождения Таиба (Сенегал) связывается указанными авторами именно с этим процессом. Имея в виду тесную корреляцию в фосфатах кальция морских фосфоритов CO_2 и Na_2O , можно думать, что и низкое содержание натрия в фосфоритах Сенегала также связано с выносом его из структуры апатита при выветривании.

Суммируя все вышесказанное, можно сделать вывод, что два принципиально противоположных процесса — выветривание и катагенез — приводят к некоторым одинаковым следствиям, а именно из кристаллической решетки апатита в том и другом случае удаляются чуждые ей элементы, в частности карбонат-ион и натрий.

Исключив из дальнейшего рассмотрения фосфориты, подвергшиеся воздействию катагенеза и выветривания, остановимся на

влиянии первичных особенностей фосфоритообразования на состав кальциевых фосфатов. Важнейшим из индикаторов этих условий является натрий. Так, среднее содержание Na_2O в фосфатах кальция континентальных фосфоритов, образованных при выветривании осадочных пород, составляет 0,25–0,40%, а в фосфатах кальция морских фосфоритов – 1,42–1,48% (для наиболее богатых карбонат-ионом разновидностей).

Лишь в отдельных случаях в континентальных фосфоритах, сформированных при выветривании богатых щелочами магматических пород, содержание окиси натрия приближается к содержанию ее в морских фосфоритах (массив Браас Маймеча-Котуйской апатитоносной провинции). Что же касается фосфоритов океанических островов, образованных в обстановке солоноватых лагун, то в них содержание окиси натрия является промежуточным между содержанием ее в морских и континентальных бассейнах.

Другим компонентом состава карбонат-апатита, изменяющимся от условий его образования, является карбонат-ион. В фосфатах кальция морских фосфоритов содержание CO_2 в целом выше, чем в континентальных. Из экспериментальных данных известно, что повышенное содержание CO_2 в синтезированных апатитах коррелируется с низким содержанием в растворе ионов PO_4^{3-} и высоким pH. Очевидно, именно более кислым во многих случаях характером континентальных вод по сравнению с морскими и объясняется более низкое содержание карбонат-иона в континентальных фосфоритах. Что же касается содержания фосфора, то оно связано с содержанием карбонат-иона обратной зависимостью.

С содержанием CO_2 в карбонат-апатите прямой зависимостью связано содержание молекулярной воды.

Таким образом, появилась возможность характеризовать обстановки фосфатообразования по составу кальциевых фосфатов и, в конечном счете, наметить эволюцию этих обстановок, по крайней мере для фосфоритов, неизмененных позднейшими процессами.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ГЛАУКОНИТА КАК ИНДИКАТОРЫ
ЭВОЛЮЦИИ ОБСТАНОВОК ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

Большое значение в изучении эволюции геологических процессов А. П. Виноградов, Н. М. Страхов и А. Л. Яншин придавали аутигенным минералам как индикаторам среды осадконакопления и осадочных полезных ископаемых. Одним из первоочередных таких объектов считался глауконит. Образуюсь в верхнем слое донных осадков, глауконит весьма чувствителен к изменению морской среды и поэтому мог быть предложен в качестве индикатора эволюции солености морской воды в геологической истории. И действительно, работами К. Смуликовского и Г. А. Казакова было установлено, что состав глауконита меняется от кайнозоя к нижнему палеозою в сторону закономерного увеличения содержаний Al, Mg, K, Fe^{2+} и уменьшения Fe^{3+} . Повышенное содержание K в глауконите объяснялось Г. А. Казаковым более высокой концентрацией этого элемента в морской воде. С такой однозначной трактовкой Г. А. Казаковым индикаторных свойств глауконита трудно согласиться, если учесть фациальный переход глауконита в монтмориллонит в морских бассейнах мезозойского и кайнозойского возраста. Относительно мелководный высококалийный глауконит и относительно более глубоководный практически бескалийный монтмориллонит формировались в едином бассейне и, очевидно, в условиях близкой солености морской воды, следовательно, различия в составе силикатов могли быть обусловлены не соленостью, а иными факторами.

Не исключается влияние морфологии редукционной зоны осадков, которая в значительной степени обусловлена морфологией самого осадочного бассейна. От архея к протерозою установлено расширение редукционной зоны осадков. В нижнепалеозойских бассейнах (Сибирской платформы, в частности) такие зоны локализовались как вблизи берега, так и на значительном удалении от него, что, очевидно, способствовало образованию собственно МТ в разных частях морского бассейна. В мезозое-кайнозое произошла существенная дифференциация бассейна по глубине (Западно-Сибирская плита, Русская платформа), причем с увеличением глубины ослабевала интенсивность процессов редукции, что и

привело, очевидно, к появлению фациальной зональности аутигенного силикатообразования, а именно, замещению глауконита монтмориллонитом с глубиной. Н.М.Страхов показал, что биомасса в морях и океанах возрастала непрерывно, А.Б.Ронов рассчитал, что увеличение биомассы происходило непрерывно-прерывисто на протяжении геологической истории. Рост биомассы отразился на увеличении кислорода в атмосфере и органического вещества в осадке, что оказывало существенное влияние на усиление процессов диагенетического минералообразования и приводило к возрастанию массы глауконита от древних эпох к молодым.

Индикаторные возможности определяются не только составом, но и происхождением минералов. В настоящее время представления Н.М.Страхова о диагенетическом образовании глауконита широко развиваются Н.А.Лисицной, Н.В.Логвиненко, И.В.Николаевой (1976, 1977, а,б) и другими исследователями. Микроконкреционная форма агрегатов, особенности химического состава, принципиально отличающегося от состава высокотемпературных слюд, приуроченность к редукционной зоне осадков и изменение структурно-химических особенностей силикатов в связи с фациальной зональностью иловых вод свидетельствуют, с нашей точки зрения, об аутигенно-диагенетическом происхождении этих минералов. Образование глауконита происходит на стадии начального диагенеза, на границе окислительной и восстановительной сред в верхнем слое осадка, обогащенного аэробно разлагающимся органическим веществом. Особенность диагенеза обуславливает двойственные черты состава МГТ: они несут признаки редукционных процессов, с одной стороны, и черты состава морской воды, с другой. К группе глауконита мы относим (Николаева, 1976, 1977, а) минералы со структурой слюды политипа ГМ. Для их химического состава характерны обратные соотношения, свидетельствующие о совершенном изоморфизме трехвалентных катионов Fe^{3+} — Al , и прямо пропорциональное соотношение двухвалентных катионов, свидетельствующее в пользу минала (Mg, Fe^{2+}).

Пропорциональное увеличение содержаний магния и двухвалентного железа (Николаева, 1977 а,б,в, 1980 а,б,в) в ряду формационных комплексов от терригенных к терригенно-известняковым, известняково-доломитовым и гипсоносно-доломитовым отражает переход от отложений нормально морского бассейна к от-

ложениям бассейна эвапоритового типа, следовательно содержание магния можно использовать для установления относительной солености морской воды. Параллельно с магнием в МГТ увеличивается содержание других таласофильных элементов, например, лития и фтора, которые также могут быть использованы как индикаторы относительной солености.

Поскольку, как известно, между соленостью и температурой морской воды существует прямая зависимость, правомерна попытка сопоставить изотопные данные по палеотемпературам бассейнов с содержанием магния в глауконите. Содержание магния в глауконите в палеогеновых отложениях европейских бассейнов (Зап. Европы и территории СССР) закономерно возрастает с севера на юг (от 0,2 ф.е.^ж) на территории Бельгии, Швеции до 0,5-0,7 ф.е. на территории Крыма, Кавказа, Болгарии, Венгрии, Румынии) и с востока на запад. Низкие содержания магния (0,20-0,35 ф.е.) характерны для эоценового глауконита Западной Сибири. Любопытно, что общие черты распределения Mg в глауконите повторяют картину распределения палеотемператур, установленную по изотопному составу кислорода и соотношению кальция с магнием в раковинах моллюсков и крупных фораминифер Р.В.Тейс с соавторами и Н.А.Ясамановым, что, как и прямое соотношение между первыми цифрами и вторыми, позволяет сделать вывод, что эти параметры взаимосвязаны. Следовательно, по содержанию магния можно не только различать бассейны нормально морского и эвапоритового типов (Николаева, 1977 а), но устанавливать фаціальную зональность этих бассейнов (по солености и температуре, Николаева, 1981).

Для европейского континента по соотношению изотопов кислорода в карбонатах ростров белемнитов и в апгитах аммонитов Р.Буэн установил снижение температуры к сеноману (до 16,8°C), для которого этот исследователь отмечает климатический минимум. Если воспользоваться графиком соотношения изотопных палеотемператур по карбонатам и содержанию магния в глауконите (построенном для палеогена) и проинтерполировать точки содержания магния на температуру, можно получить колебания температур по сеноманским глауконитам Русской платформы в пределах 20,6 -

^ж) ф.е. - формульные единицы

22,5°, Чехословакии - 19-22°, Франции - 16-19°C. Эти данные хорошо совпадают с изотопными температурами и подтверждают субмеридиональную температурную зональность на европейском континенте в сеномане. Подтверждается также вывод Р.В.Тейс и Д.П.Найдина о том, что сеноманский климатический минимум не проявлялся глобально, как предполагал ранее Р.Боуэн: он выражен на территории Западной Европы, но не установлен для Европейской части СССР. Палеотемпературы, восстановленные по изотопному составу кислорода Р.Боуэном, Р.В.Тейс, Д.П.Найдиным и соотношению Са с Mg в биогенных карбонатах, свидетельствуют о том, что юрский период был более теплым и менее разнообразным климатически, чем палеогеновый; климатический оптимум установлен для поздней юры. Сопоставление содержания магния в глауконите с изотопными палеотемпературами показывает, что между ними устанавливается прямо пропорциональная зависимость, однако, градиент магния (т.е. увеличение содержания магния в глауконите с повышением температуры на 1°C) оказывается ниже, чем для палеогенового времени. Среди мезозойских и кайнозойских минералов рассматриваемой группы юрские глаукониты отличаются наиболее высоким содержанием алюминия, хотя оно и уступает содержанию алюминия в минералах докембрия. Эти особенности состава, т.е. повышенный алюминий и низкий градиент магния, могут свидетельствовать, с нашей точки зрения, о большой гумидности (постоянной влажности) юрского климата по сравнению с климатом палеогенового времени на территории Евразии. Подтверждением нашей точки зрения являются палеоклиматические реконструкции для юрского времени, проведенные с учетом комплекса литологических и палеонтологических данных.

Смена в разрезе терригенных толщ известняковыми рассматривается обычно в качестве признака климатического оптимума. Сравним распространение известняков в отложениях разного возраста на территории Восточно-Европейского бассейна. В альбских отложениях известняки имеют подчиненное значение, они известны только на территории Грузии и Дагестана; в сеномане они существенно продвинулись к северу, а в маастрихте занимали практически всю территорию бассейна. Поскольку от альба к маастрихту устанавливается снижение палеотемператур, постольку такая миграция карбонатных фаций, природа карбоната в которых преимуще-

ственно биогенная (кокколиты), может быть объяснена тем, что организмы были вынуждены приспосабливаться и приспособились к относительно пониженным температурам. Очевидно, увеличение роли карбонатных пород в составе морских отложений не может однозначно интерпретироваться в пользу повышения температуры палеобассейна и рассматриваться в качестве признака климатического оптимума, на что уже указывали специалисты по изотопному исследованию биогенных карбонатов, в частности Р. Боуэн, Р. В. Тейс, Д. П. Найдин.

В разновозрастных отложениях известняки обычно рассматриваются в качестве индикаторов нормальной морской солености, а доломиты — повышенной. Однако, полагаясь на состав глауконита, можно сказать, что в бассейне эвапоритового типа, каковым является Сибирский, не только доломиты, но и известняки формировались при более высокой относительной солености, нежели доломиты нормально морского Балтийского бассейна. Несмотря на практическую идентичность минерального состава, мы установили существенные различия в содержаниях магния в глауконите, происходящем из известняковых толщ разного возраста. Если следовать выводу о том, что изменение содержания магния в глауконите соответствует изменению солености, тогда следует признать, что так называемая нормальная морская соленость тоже не была константой, она эволюционировала в геологической истории: относительно повышенным насыщением магнием нормальная морская вода отличалась в нижнем палеозое и позднем докембрии, к мезозою и кайнозою содержание магния снизилось, а кальция и натрия — увеличилось. Минимальное насыщение магнием приходится на верхнемеловое время, когда широко отлагался песчистый мел.

В нижнеордовикском Балтийском бассейне в соответствии с фациальной зональностью менялся химический состав глауконита: от относительно повышенных содержаний алюминия по периферии бассейна к относительно повышенным содержаниям железа к центральным его районам. При практически постоянном содержании двухвалентного железа это свидетельствует о первичности химического состава глауконита. Так же зонально проявляется химическая направленность процессов вторичного изменения глауконита: алюминизация и ожелезнение (Николаева, 1977 а). Алюми-

низация приурочена к зоне распространения первичных повышенно алюминистых глауконитов, а ожелезнение — к зоне распространения первичных повышенно железистых глауконитов на участках, где фиксируются многочисленные признаки древнего перемыва, перерывов в осадконакоплении и выветривания отложений. Любопытно, что именно к зонам изменения тяготеют максимальные встречаемости определений изотопного возраста, отклоняющихся от эталонной цифры 500 млн. лет, принятой для нижней границы ордовика: в зависимости от интенсивности изменений цифры варьируют в пределах 260–340 млн. лет, а с удалением от этих зон как будто начинают "удревняться" — до 450 и 500 млн. лет (Николаева, 1979; Николаева, Меленевский, 1981).

Нами разработаны методики оценки интенсивности и направленности вторичных изменений на объектах разного ранга: региональных (Николаева, 1977 а, б, в; 1980 б; Николаева и др., 1981), на отдельных пробах, зернах и частицах (Николаева, 1977 а; Каменева, Николаева, 1978, 1980; Николаева, Каменева, Бородавская, 1981).

В отложениях палеогенового (эоцен–олигоценового) бассейна Русской платформы содержание алюминия в глауконите возрастает с юга на север, а железа — наоборот, к южным (Кавказ, Крым) зонам бассейна. В юрском бассейне Русской платформы и сопредельных территорий первичные повышенно железистые глаукониты отмечаются в северной зоне, а повышенно алюминиевые — на юге, в частности на территории Грузии и Болгарии. Такое распределение алюминия и железа в глауконитах представляется вполне закономерным, если учесть распределение бокситовых поясов: северный мел–палеогеновый пояс захватывал центральные и северные территории Европейской части СССР, а триасово–юрский пояс тяготел к зоне альпийской горной системы.

Связью с выветриванием объясняется периодичность образования повышенных скоплений МГТ в осадках, совпадающая с периодичностью интенсивного выветривания на Земле, или эпохами выветривания (Николаева, 1977 а, 1979 а, б, 1980 а, б, в; Николаева, 1979). Основные скопления МГТ связаны с венд–нижнекембрийскими, юрскими и мел–палеогеновыми отложениями. Не вполне ясно распределение МГТ в верхнепалеозойских и докембрийских

отложениях, это предстоит еще выяснить. Увеличение содержания алюминия при снижении железа и кремния в МГТ от молодых отложений к древним и смена железистых МГТ фанерозоя алюминистыми в докембрии (Николаева, 1971, 1977 а, б, в, 1979 а, 1980 а, б, в) отражает, очевидно, общую эволюцию процессов на континенте и процессов выветривания в частности. Установленные закономерности эволюции состава МГТ хорошо согласуются с данными об эволюции обстановок бокситообразования в геологической истории. Повышение температуры, более высокая влажность древней атмосферы, более высокие рН континентальных и морских вод могли обусловить гидролитическое извлечение Al и высокую подвижность этого элемента, позволившую ему достигать морского бассейна с большей легкостью, чем железу. Со временем в связи с заселением суши растительностью создались более кислые воды на суше и снизился рН морской воды, что способствовало большей подвижности железа, содержание которого достигло максимальных для МГТ значений в верхнем мелу и палеогене.

На фоне направленного изменения состава МГТ от древних эпох к молодым наблюдаются периодические увеличения содержания отдельных элементов до максимальных для рассматриваемых минералов значений. Самые высокие содержания магния, лития, фтора и двухвалентного железа отмечаются в нижнекембрийских и вендских МГТ из отложений солеродного бассейна Сибирской платформы. Этот возрастной интервал характеризовался, по данным многих исследователей и нашим в том числе, повышенным содержанием магния в морской воде, сочетание которого с благоприятной фациальной обстановкой (эвапоритовый бассейн) создало уникальные условия для образования высокомагнезиальных разновидностей МГТ — булайинитов (Николаева, 1976, 1977 а, б). Аналоги этих минералов до настоящего времени нигде более не встречены. Виды с максимальным содержанием трехвалентного железа характерны для верхнемелового и палеогенового времени — эпох образования морских солитовых железных руд. Минералы с максимальным содержанием кремния встречены в верхнемеловых и палеогеновых отложениях — эпох морского кремненакопления. Максимальные содержания алюминия в МГТ рифея и венда, как и общие закономерности размещения бокситов в докембрийских толщах,

подтверждают перспективность на бокситы этих древних прибрежно-морских карбонатных толщ.

В заключение следует подчеркнуть, что рассмотренные индикаторные признаки МГТ выведены нами с позиций теоретических представлений о составе (Николаева, 1977 а), типоморфных признаках разного ранга (Николаева, 1978) и диагенетическом образовании этих минералов. Таким образом, установлена принципиальная возможность использования диагенетических минералов как индикаторов солености морской воды: дифференциации в пространстве и эволюции во времени. Выявляется влияние на состав МГТ процессов выветривания: их фациально-климатической зональности, связи с полезными ископаемыми, а также периодичности проявления и эволюции в геологической истории. Выветривание самих МГТ является главным фактором, нарушающим сохранность структуры (и первичного состава), обеспечивающим непригодность этих минералов как индикаторов фаций и показателей изотопного возраста.

Е.С.Бузулуцкова

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ РУССКОЙ ПЛИТЫ

На территории Русской плиты выделяются крупные прогибы (Пачелмский, Московский, Крестцовский, Солигалич-Яренский, Камско-Бельский, Сергиевско-Абдулинский и др.) и впадины (Оршанская и Мезенская) выполненные мощными толщами красноцветных морских и континентальных отложений верхнего докембрия. Отложения верхнего докембрия вскрыты здесь многочисленными глубокими скважинами; они изучались многими исследователями. Для каждой из указанных структур разработаны детальные схемы расчленения и корреляции верхнедокембрийских осадочных толщ. Несмотря на это, до сих пор возникают значительные разногласия при сопоставлении отложений верхнего докембрия как внутри отдельных прогибов и впадин, так и между ними.

Одним из основных путей исследования фациально неоднородных, немых толщ верхнего докембрия является детальное изучение

вещественного состава пород, выявление количественного распределения породобразующих и акцессорных терригенных минералов (минералов легких и тяжелых фракций). Подобные исследования минералогического состава верхнедокембрийских отложений Русской плиты проводятся нами на протяжении многих лет. Результаты этих работ по Московскому прогибу и Оршанской впадине были опубликованы ранее (Рабиханукаева, 1977). В настоящей статье излагаются результаты минералогических исследований в Оршанской впадине, а также в Пачелмском, Московском, Крестцовском и Солигалич-Яренском прогибах.

Минералогический состав указанных отложений изучали З.П. Иванова, Е.И. Хмелева, И.Е. Постникова, А.Н. Гейслер, У.Г. Дистанов, Л.Ф. Солонцов, В.Я. Бессонова, А.А. Клевцова, В.В. Кирсанов, Н.Я. Тихомирова, А.К. Воронцов и многие другие исследователи, данные которых нами использованы в работе.

Для верхнедокембрийских отложений территории Русской плиты, где проведены петрографические и минералогические исследования, нами выделяются четыре литологических комплекса. Они обозначены снизу вверх индексами "А", "Б", "В" и "Г". Каждый из них представляет собой толщу осадков большой мощности, которая отличается не только определенным литологическим составом, но и характеризуется наличием только ему свойственных ведущих корреляционных терригенных минералов. Основу литологических комплексов составляют литологические пачки и подпачки, каждая из которых имеет своеобразный литолого-петрографический состав, типичную ассоциацию терригенных и аутигенных минералов и занимает в разрезе определенное положение. На границе почти каждого литологического комплекса находятся так называемые "минералогические рубежи", которым свойственна внезапная или почти внезапная смена минералогического состава отложений в разрезах. Внезапность смены минералогического состава часто является следствием перерыва в осадконакоплении или изменения палеогеографических условий (рельефа в областях сноса и вскрытие нового эрозионного среза, климата, процессов выветривания источников материала, характера бассейна седиментации, аутигенного минералообразования и пр.). В результате вскрываются инне участки или появляются новые срезы континентальных массивов -

источников терригенного материала, которые, в свою очередь, подвергаются процессам эрозии, а дезинтегрированный материал переносится и перестлагается. Поэтому, как правило, новый литологический комплекс характеризуется иными терригенно-минералогическими ассоциациями, внезапно и резко сменившимися более древние. В некоторых случаях, когда имело место длительное погружение (например, во время образования рифейских отложений в Пачелмском прогибе), наблюдается постепенное изменение минералогического состава с течением времени. Резко выраженные изменения качественного и количественного состава минералов отсутствуют, что связано с общим направлением эволюционного процесса осадконакопления.

Таким образом, формирование терригенно-минералогических ассоциаций в каждом литологическом комплексе зависело от расположения района осадконакопления по отношению к провинциям питания, петрографического состава пород в областях сноса и палеогеографической обстановки в бассейне седиментации.

Ниже приводится описание выделенных нами литологических комплексов.

Отложения комплекса "А" присутствуют только в окраинных частях Русской плиты — разрезах Пачелмского прогиба, Оршанской впадины и в Крестцовской скважине Крестцовского прогиба. Они залегают на породах кристаллического фундамента. Эти отложения соответствуют в Пачелмском прогибе (в районах Каверино, Зубовой Поляны, Пачелмы и Сердобска) каверинской, иргизской и пересыпкинской свитам сердобской серии среднего рифея; в разрезе Сомовской скважины — каверинской (путятинской) серии нижнего и сомовской серии верхнего рифея. В Оршанской впадине — нижней части рогачевской серии нижнего и среднего рифея, в Крестцовской скважине — крестцовской свите рифея.

Мощность отложений комплекса "А" колеблется в Пачелмском прогибе от 120 (Зубова Поляна) до 2079 м (Сомово), в Оршанской впадине составляет 28–88 м, а в Крестцовской скважине 430 м.

Комплекс складывается в основном континентальными песчаниками мелко-, средне-, грубо- и разнозернистыми с гравелитами и конгломератами. Нередко песчаники имеют кварцитовидный облик и содержат гнезда и вкрапления белого мучнистого каолинита. Отличительной особенностью отложений Пачелмского прогиба можно считать вклинивание в юго-восточной его части морских мелкозернистых песчаников с обильным содержанием аутигенного глауконита (пачка II, киргизская свита) и доломитов (пачка III, пересыпкинская свита), а в Крестцовской скважине - наличие прослоев и мощных пластов туфобрекчий и туфопесчаников.

Для отложений комплекса характерны турмалин, циркон, ильменит, кварц, ортоклаз, микроклиновый состав терригенных минералов. Он сохраняется в разрезах всех трех прогибов. Вариации состава сводятся к тому, что в разрезах Пачелмского прогиба меняются соотношения определяющих минералов (кварца и полевых шпатов, ильменита и циркона), иногда присутствуют эпидот или корунд; в разрезах Оршанской впадины наблюдается ослабление роли турмалина и проявляются в значительных количествах апатит, слюды, иногда эпидот и амфиболы (г. Орша); в Крестцовской скважине фиксируются рутил и сфен. Несмотря на существующие различия в минералогическом составе, характерным и основным признаком комплекса "А", отличающим его от других комплексов, является ассоциация устойчивых минералов и повышенные количества ортоклаза и особенно микроклина, нередко резко преобладающими над кварцем.

Поставщиками обломочного материала для осадков комплекса "А" явились, по-видимому, магматические (кислые и основные) и метаморфические породы. При размыве кислых изверженных пород в бассейны седиментаций могли поступать такие минералы, как микроклин, ортоклаз, кварц, циркон, турмалин, ильменит, рутил, биотит и апатит. Основные и промежуточные изверженные породы поставляли ильменит, эпидот и амфиболы. При разрушении метаморфических пород поставлялись кварц, слюды и амфиболы. Образование прослоев и пластов туфобрекчий и туфопесчаников в Крестцовской скважине связано, вероятно, с вулканической деятельностью в провинциях питания. Повышенные содержания в породах ортоклаза и микроклина, иногда биотита, а в Оршанской

скважине эпидота и амфиболов, наличие в Крестцовском районе прослоев и пластов туфобрекчий и туфопесчаников и хорошая их сохранность указывают на то, что при накоплении осадков комплекса "А" древние массивы в областях сноса не были затронуты процессами глубокого химического выветривания, а также на быстрое захоронение осадков в бассейнах седиментации. Большая часть каолинового вещества, присутствующего в породах многих разрезов Пачелмского прогиба в виде гнезд и вкраплений, по всей вероятности, имела местное происхождение и образовалась в результате процессов выветривания *in situ* в субаэральных условиях. Очень слабая окатанность обломочного материала, плохая его отсортированность, наличие плохо окатанных конгломератов и гравелитов позволяют предположить, что области размыва находились недалеко от бассейнов седиментаций. Имми являлись, по-видимому, Воронежский массив, Украинский щит, Белорусский массив, Балтийский щит и Токмовское поднятие.

В целом можно заключить, что образование осадков комплекса "А" в Пачелмском прогибе происходило в обширном седиментационном бассейне связанном на юго-западе прогиба с морем, где при неустойчивых палеогеографических условиях шло интенсивное прогибание дна бассейна. Оршанская впадина в это время, по-видимому, только заложилась, но развитие ее было замедленным.

Комплекс "Б", так же как и комплекс "А", присутствует в основном в окраинных частях Русской плиты: в Пачелмском и Московском прогибах, в Оршанской впадине, в разрезе Крестцовской скважины Крестцовского прогиба и в Яренской скважине Солигалич-Яренского прогиба. Отложения комплекса в разрезах Пачелмского прогиба соответствуют веденяпинской, воронской и красноозерской свитам пачелмской серии верхнего рифея, в Павлово-Посадской скважине - оршанской свите среднего рифея, в Оршанской впадине - верхней части рогачевской серии нижнего и среднего рифея, а также руднянской и оршанской свитам полесской (белорусской) серии верхнего рифея, в разрезе Крестцовской скважины - вологодской и бологоевской сериям рифея, а в Яренской скважине - яренской свите и нижней части вологодской серии среднего рифея.

Мощность комплекса составляет: в Пачелмском прогибе - от 86 м (Сомово) до 824 м (Пачелма), в Павлово-Посадской скважине - 1101 м (не полная), в Оршанской впадине - от 529 м (у г. Орша) до 932 м (руднянская скважина), в разрезе Крестцовской скважины - 262 м и в Яренской скважине - 134 м (не полная).

Одним из основных признаков комплекса, по которому он четко выделяется, является широкое развитие кварцевых песчаников с редкими прослоями аргиллитов и алевролитов, иногда с гравием. Полевые шпаты содержатся в них в долях процента. Иногда (Павловский Посад, пачка II, подпачка 2; Рудня, пачка III, подпачка I) встречаются прослой песчаников со значительным (до 15-20%) количеством сильно каолинизированных и пелитизированных калиевых полевых шпатов. В разрезах Пачелмского прогиба в отличие от других нередко отмечаются прослой песчаников, имеющих полевошпатово-кварцевый состав, а также несколько увеличивается содержание аргиллитов и алевролитов. Песчаники мелко- и среднезернистые, в некоторых прослоях разноезернистые. Отсортированность обломков плохая, окатанность неравномерная, крупные зерна хорошо окатанные, мелкие - угловатые и полуугловатые. Песчаники имеют характерный кварцитовидный облик и часто содержат гнезда, вкрапления и пятна белого мучнистого каолинита.

На всей исследуемой территории в комплексе "Б" среди терригенных компонентов в легких и тяжелых фракциях резко преобладают устойчивые к процессам выветривания минералы, представленные в целом турмалин-циркон-ильменит-кварцевой ассоциацией. Иногда увеличивается содержание пелитизированных и каолинизированных калиевых полевых шпатов, роль которых в разрезах Оршанской и Московской впадин носит эпизодический характер. В Руднянском и Оршанском разрезах Оршанской впадины наряду с указанными присутствуют такие малоустойчивые и неустойчивые минералы, как эпидоты, апатиты, амфиболы, появляются широксены и ставролиты, количество которых увеличивается в Оршанской скважине. В отложениях Пачелмского прогиба помимо устойчивых минералов в северо-восточных районах нередко в значительных количествах присутствуют слюды и калиевые полевые шпаты.

Можно отметить, что на исследуемой территории ассоциация терригенных минералов комплекса "Б" унаследовала основ-

ные признаки ассоциаций комплекса "А". Лишь в какой-то мере изменились количественные соотношения минералов. Изменения в минералогическом составе комплекса "Б" могут быть усмотрены в резком увеличении количества кварца и почти полном отсутствии полевых шпатов или в сугубо подчиненном значении их. В остальном же состав терригенных минералов комплексов "Б" и "А" близок.

На протяжении формирования осадков комплекса "Б", как и при образовании комплекса "А", длительное время существовали, по-видимому, одни и те же устойчивые по своему петрографическому составу провинции питания. Накопление осадков шло за счет разрушения магматических и метаморфических пород. Одновременно могли размываться более древние осадочные толщи. Провинции питания ко времени формирования осадков комплекса "Б" были сильно затронуты процессами глубокого химического выветривания каолинового типа и сшивелированы до положения пенеплена. Размывалась также кора выветривания. При этом часть полевых шпатов и слюд не успевала полностью разложиться. Большая часть каолинового вещества образовывалась при разложении полевых шпатов в зоне обрамления и попадала в бассейн седиментации, но значительная его часть имела местное происхождение в результате процессов выветривания *in situ* в субаэральных условиях (многочисленные гнезда и вкрапления каолинового вещества в песчаниках). Одновременно с корой выветривания размывались, видимо, древние метаморфические толщи, представленные кристаллическими сланцами и гнейсами, содержащими значительные количества минералов группы эпидота, амфиболов, пироксенов, ставролита, влияние которых значительно сказывалось в западных районах Оршанской впадины.

Накопление осадков комплекса "Б", по-видимому, происходило в едином обширном морском бассейне нормальной солености при неустойчивых палеогеографических условиях в отдельных окраинных его частях (Пачелмский прогиб). Бассейн седиментации был неглубоким с выровненным рельефом дна, в котором на значительных площадях при продолжительном пребывании в субаэральных условиях формировались мономинеральные кварцевые песчаники с тяжелой фракцией из устойчивых минералов.

Комплекс "В" присутствует в разрезах всех исследуемых прогибов и впадин, внешне резко отличается от нижележащего и с несогласием ложится на него. Отложения комплекса соответствуют: в разрезах Пачелмского прогиба волынской серии нижнего венда; в Павлово-Посадской скважине - вологодской серии среднего и бологоевской серии верхнего рифея; в разрезах Оршанской впадины - вильчанской и волынской сериям венда; а в Крестцовском прогибе - волынской серии и редкинской свите венда (Крестцы), полесской серии и редкинской свите валдайской серии венда (Валдай), нижнему рифею, вологодской и бологоевской сериям среднего и верхнего рифея (Бологое) и сердобской серии рифея (Молоково); в Солигалич-Яренском прогибе - солигаличской, костромской, обнорской свитам рифея и их аналогам.

Мощность отложений комплекса "В" составляет: в Пачелмском прогибе - 129-164 м, в Павлово-Посадской скважине Московского прогиба - 1991 м, в разрезах Оршинской впадины - 102-219 м, в Крестцовском прогибе - от 98 (в Крестцах) до 1208 и 1181 м (соответственно в Бологое и Молоково). В Солигалич-Яренском прогибе мощность колеблется в широких пределах: от 364 (Яренск) до 2622 м (Рослятино).

В составе комплекса "В" наряду с песчаниками широко развиты алевролиты и аргиллиты и их переходные разновидности, которые часто преобладают в разрезах. Кроме того, комплексу свойственно тонкое, иногда тончайшее, часто ритмичное чередование пород. В отложениях нередко встречаются прослой глинистых известняков, мергелей, иногда доломитов. Породы сильно слюдистые. В пределах Пачелмского прогиба в основании комплекса залегают тиллитовидные неотсортированные породы, а в верхней его части - вулканогенно-осадочные образования. В разрезах Оршанской впадины, в Руднянской и особенно Оршанской скважинах наблюдается значительное погрубение гранулометрического состава и фиксируются прослой тиллитов (пачка У, вильчанская серия), широко распространены туфогенно-осадочные породы, туффиты и туфы (пачка VI, волынская серия). В разрезах Солигалич-Яренского прогиба в нижней части комплекса в зеленовато-серых аргиллитах фиксируются прослой видоизмененного вулканического пещла, а также прослой, содержащие пепло-

вые и литовитрокластические туфы и туффиты (Котлас). Порода плохо, реже средне сортирована. Окатанность обломков неравномерная; кроме преобладающих угловатых и полугловатых обломков, отмечаются окатанные и полуюкатанные зерна.

Минералогический состав отложений комплекса "В" резко отличается от ниже- и вышележащих. Однако в разрезах всех исследуемых прогибов и впадин он очень близкий.

В Пачелмском прогибе комплекс характеризуется турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевой терригенно-минералогической ассоциацией. Дополнительно в районах Морсово и Зубовой Поляны в значительных количествах присутствуют обломки вулканического стекла. В Московском прогибе и Оршанской впадине состав корреляционных минералов мало изменяется. Он представлен турмалин-ильменит-циркон-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевой ассоциацией. Дополнительно в разрезе Павлово-Посада в небольших количествах отмечаются минералы группы эпидота, в Руднянской скважине — амфиболы монацит (пачка УП, гдовская свита), а в Оршанской скважине увеличивается содержание монацита и амфиболов, появляются ставролит, иногда в значительных количествах — обломки эффузивных и вулканических пород (пачка УІ, подпачка 2, свислочская свита). В Крестцовском прогибе наблюдается некоторое уменьшение количества граната и увеличение эпидота. Здесь наиболее характерными терригенно-минералогическими ассоциациями являются рutil-турмалин-ильменит-гранат-циркон-слюда-полевошпатово-кварцевая, распространенная в разрезах Крестцовой и Бологоевской скважин, и турмалин-гранат-ильменит-циркон-эпидот-слюда-полевошпатово-кварцевая (и кварц-полевошпатовая), типичная для районов Валдайской и Молоковской скважин. Дополнительно в разрезе Крестцов в небольших количествах отмечаются ставролит, сфен и гиперстен, в Бологое — эпидот, в Валдайской скважине — ставролит и амфиболы, а в Молоковской — сфен. В большинстве разрезов Солигалич-Яренского прогиба количество минералов группы эпидота еще более увеличивается, но в отличие от разрезов Крестцовского прогиба, здесь сохраняются повышенные содержания граната. В некоторых скважинах (Даниловская, Любимская,

Солигаличская, Рослятинская) часть разреза характеризуется обилием граната, другая часть — эпидота или эпидота и граната. Для этих разрезов можно считать турмалин-ильменит-циркон-гранат-эпидот-слюда-полевошпатово-кварцевую терригенно-минералогическую ассоциацию единой, хотя наблюдаются некоторые различия в количественных соотношениях циркона, ильменита и турмалина или граната и эпидота. Для Дьяконовской и Яренской скважин характерна рутил-турмалин-циркон-ильменит-гранат-слюда-полевошпатово-кварцевая ассоциация терригенных минералов. Дополнительно в яренском разрезе в небольших количествах фиксируются амфиболы, гиперстен и ставролит.

Таким образом, для пород комплекса "В" характерно в тяжелых фракциях обилие слюдястых минералов, граната и эпидота, в легких слюдисто-полевошпато-кварцевый состав. Слюды представлены в основном биотитом, редко мусковитом и зеленой слюдой, полевые шпаты состоят из ортоклаза, микроклина и плагиоклаза. Присутствие граната и эпидота дает основание называть комплекс "В" гранат- и эпидотсодержащим".

В исследуемых прогибах и впадинах на границе комплексов "Б" и "В" констатируется резкая смена терригенно-минералогических ассоциаций. Этот факт является дополнительным подтверждением перерыва между отложениями волынской серии венда и нижележащими образованиями. Кроме того, он свидетельствует о коренной смене провинций питания.

Образование осадков комплекса "В", по-видимому, происходило за счет размыва метаморфических гранато-биотитовых гнейсов, хлоритовых сланцев, господствовавших, вероятно, в провинциях питания, а также за счет размыва и переотложения осадочных толщ и изверженных (гранитоидных) пород. Эффузивный материал привносился при вулканической деятельности. Области сноса, по всей вероятности, находились недалеко от бассейнов седиментации. Формирование осадков происходило в отдельных самостоятельных обширных бассейнах, связанных, по-видимому, с морем. Источниками сноса терригенного материала явились участки суши, разделявшие эти бассейны.

Комплекс "Г" присутствует на всей исследуемой территории. Он соответствует редкинской (гдовской) и поворовской (котлин-

ской) свитам венда. Мощность комплекса колеблется в небольших пределах. В Пачелмском прогибе она составляет от 53 (Зубова Поляна) до 303 м (Морсово), в Московском прогибе — 410 м, в Оршанской впадине — от 58 (г. Орша) до 178 м (Рудня), в Крестцовском прогибе — от 152 (Молоково) до 275 м (Бологое) и в Солигалич-Яренском прогибе — от 223 м (Рослятино) до 749 м (Данилово).

В отложениях комплекса в отличие от нижележащих, преимущественно распространены аргиллиты и широко развиты процессы аутигенного минералообразования. Последние часто составляют всю тяжелую фракцию. В основном они представлены пиритом, иногда сидеритом, нередко баритом, часто карбонатом, глауконитом, который в отдельных прослоях отмечается в повышенных количествах. Кроме того, нередко присутствуют гидрокислы железа, лейкоксен и анатаз.

Наиболее типичной для комплекса можно считать рутил-турмалин-ильменит-циркон-мусковит-полевошпатово-кварцевую терригенно-минералогическую ассоциацию. Дополнительно в некоторых разрезах в небольших количествах отмечается гранат, иногда гранат и эпидот, а в Любимской скважине Солигалич-Яренского прогиба — эпидот, гранат и амфиболы. В разрезе Яренской скважины количество граната увеличивается.

Главная особенность комплекса "Г" — резкое сокращение количества граната и эпидота, отсутствие биотита и обилие мусковита.

В исследуемых прогибах и впадинах на границе комплексов "В" и "Г" вновь фиксируется резкая смена терригенно-минералогических ассоциаций, что связано с перерывом в осадконакоплении и коренной сменой провинций питания.

При образовании осадков комплекса "Г" в областях сноса размыву подвергались, по-видимому, слюдястые сланцы и магматические породы, области питания располагались на значительном расстоянии от бассейна седиментации. Накопление осадков, вероятно, происходило в обширном эпиконтинентальном морском бассейне.

В заключение следует сказать, что Пачелмский прогиб, Оршанская впадина и, возможно, район Крестцовской скважины

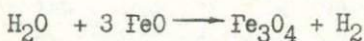
формировались в рифейское время. Именно к этим областям и приурочены наибольшие мощности довендских отложений.

Вендский комплекс резко изменяется по мощности от 200–450 м в Оршанской впадине и в Пачелмском прогибе до 1483 м в Крестовском прогибе, достигая максимальных мощностей в Московском (до 2401 м) и Солигалич-Яренском (более 2932 м) прогибах. В вендское время на территории центральной части Русской плиты осадконакопление происходило в интенсивно прогибавшихся впадинах. В нижневендское время прогибание сопровождалось поднятием блоков кристаллического фундамента и размывом ранее сформировавшихся рифейских толщ. Такие поднятия были перекрыты только в поздневендское время.

В. И. Молчанов

ОБРАЗОВАНИЕ ВОДОРОДА В ЛИТОГЕНЕЗЕ

Анализ опубликованных материалов о проявлении свободного водорода показал, что водород является обычным газом осадочных пород. Он установлен в соленосных и гипс-ангидритовых отложениях, в осадочных толщах многих угленосных и нефтегазоносных бассейнов в различных метаморфических породах, в современных (например дельтовых) отложениях. Теоретически возможность генерации водорода в толще осадочных пород можно представить как окислительно-восстановительную реакцию воды с минералами, содержащими элементы переменной валентности, среди которых главными (по распространению в природе) будут соединения закисного железа Fe^{2+} и сульфидной серы. Принципиальные схемы генерации водорода при окислении указанных компонентов:



Следовательно, генерация водорода должна быть связана с образованием сульфат-иона и глинистых пород в экзогенных условиях.

Генерация водорода в связи с образованием сульфат-иона и закисных соединений железа исследовались нами экспериментально (Молчанов, 1981)*. Для повышения скорости реакций окисления и снижения энергетического барьера, препятствующего началу реакций, исходное минеральное вещество активизировалось тонким измельчением в шаровой планетарной мельнице до дисперсности менее 1 мкм. Измельчение проводилось медной дробью в медных барабанах. Предварительными опытами установлено, что выделение водорода, окисленного медью, при ее абразивном износе во время измельчения твердых минералов (кварц, топаз) в тех же водных средах лежит в пределах 0,01–0,03 см³, т.е. в 10 ÷ 1000 раз меньше, чем в опытах.

Аналогичным образом исследовалась генерация водорода при окислении сульфидов в воде и водных растворах. Из опытов с сульфидами мы приведем только короткую выборку (табл. I), в которой представлены результаты анализа газов, получившихся при совместном измельчении сульфидов с карбонатами в воде.

Таблица I

Результаты анализа газов после 45-минутного совместного измельчения сульфидов с карбонатами в воде и недельной выдержки

№ опыта	Сульфид	Карбонат	Состав газов, об. %				
			H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C _n H _{2n}
284	FeS (реактив)	NaHCO ₃	14,9	0,0	0,0	0,0	0,0
285	Пирит	То же	46,5	0,76	0,015	сл.	0,031
286	FeS (реактив)	Магнезит	55,0	0,0	0,0	0,0	0,0
287	Пирит	"-	32,7	0,7	0,08	сл.	0,5
288	FeS (реактив)	Кальцит	58,0	0,0	0,0	0,0	0,0
289	Пирит	"-	37,0	1,05	0,13	сл.	0,67
290	FeS (реактив)	Na ₂ CO ₃	21,3	0,0	0,0	0,0	0,0
291	Пирит	То же	22,5	0,0	0,0	0,0	0,24

* Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981, 142 с.

Результаты опытов, приведенные в табл. 1, показывают, что окисление сульфидов в присутствии карбонатов сопровождается не только генерацией водорода, но и синтезом углеводородов, причем во всех опытах с FeS (реактив) образование углеводородов не фиксируется, а во всех опытах с шпритом углеводороды образуются.

Специальные исследования окисления сульфидов во взаимодействии с водой показали, что сера окисляется до сульфат-иона, а металл сульфида может восстанавливаться до "самородного", образовывать сульфаты или давать окислы. Окисление шприта приводит к образованию магнетита (в присутствии ионов калия или натрия) ярозита.

Таким образом, экспериментальные исследования показывают, что окисление минерального вещества во взаимодействии с водой может происходить без участия воздушного кислорода. Проведенные исследования позволяют рассмотреть вопрос об источнике кислорода для окисления минерального вещества. Почему-то принято считать, что минеральное вещество полностью окисляется воздушным кислородом на путях миграции в бассейн осадконакопления. Это положение находится в явном противоречии с наблюдаемыми фактами, такими как:

а) приуроченность неокисленной глины к батинальной зоне моря, переход ее в окисленную форму в пределах материкового склона и безраздельное господство окисленной глины в пределах абиссали; б) накопление неокисленных пород, образующих сидеритовую, сидерит-шамозитовую и шамозитовую фации; в) удивительное постоянство минерального состава и отношения $FeO : Fe_2O_3$ глинистых отложений различного возраста вне зависимости от эволюции атмосферы и колебаний количества свободного кислорода в ней; г) наконец, самое главное: известно, что даже современная биосфера с ее широким развитием высших растений и водорослей, продуцирующих свободный кислород, замкнута по кислороду на себя, т.е. сколько кислорода выделяется при фотосинтезе, столько его потребляется в процессах дыхания живых организмов или гниения, горения органических остатков. Следовательно, окисление минерального вещества в экзогенных процессах нельзя объяснить исключительно участием воздушного кислорода.

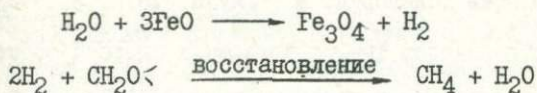
Исходя из изложенного можно предположить, что минеральный состав и степень окисления элементов переменной валентности (главным образом закисного железа и сульфидной серы) осадочных пород определяется равновесием "вода - минеральное вещество", а окисление первично магматических горных пород при их превращении в осадочные происходит за счет кислорода воды и сопровождается генерацией водорода. На основании этого предположения проведены расчеты масштабов разложения воды, мобилизации ее кислорода при окислении и генерации водорода в некоторых геологических процессах.

Полученные итоговые величины следует сравнить соответственно с массой океанических вод и количеством кислорода в атмосфере. Масса разложившейся воды, приведенная в табл. 3, составляет около 1% современной массы океанических вод. Масса мобилизованного кислорода примерно в 16 раз больше массы кислорода, содержащегося в современной атмосфере.

В свете излагаемой концепции необходимо рассмотреть роль воздушного кислорода в процессах окисления минеральных веществ. Этот вопрос связан с вопросом мобилизации водорода в природном органическом синтезе. Действительно, если пренебречь абиогенными процессами генерации свободного кислорода и считать, что весь кислород атмосферы - продукт фотосинтеза, или фотохимической диссоциации, то приведенный расчет (см. табл. 3) масштабов воды не изменится, так как атмосферный кислород образуется опять-таки в результате разложения воды, водород которой вошел в состав синтезированных органических веществ, а кислород выделился в атмосферу. Природный органический синтез протекает и в недрах, когда выделяющийся при разложении воды водород мобилизуется органическими остатками.

Таким образом, условия мобилизации водорода в природном органическом синтезе можно определить как два процесса: один из них протекает в окислительных условиях при участии солнечного света и сопровождается выделением кислорода, а второй - в восстановительных условиях, которые складываются в толще осадочных пород благодаря окислению некоторых минеральных составляющих, например, закисного железа или сульфидной серы. В окислительных условиях при фотосинтезе вода разлагается, выделяя свободный

кислород, а ее водород мобилизуется для построения органических соединений ($H_2O + CO_2 \xrightarrow{\text{свет}} CH_2O \downarrow + O_2 \uparrow$); в восстановительных условиях вода вновь выступает в качестве донора водорода, но его мобилизация происходит после восстановления:



Следовательно, образование органических веществ при фотосинтезе и преобразование органических остатков в толще осадочных пород протекает с мобилизацией водорода воды, но условия и механизм мобилизации отличаются коренным образом: при фотосинтезе вода окисляется до перекиси водорода, а в литосфере водород восстанавливается до атомарного или молекулярного; при фотосинтезе окисление воды идет при участии солнечного света, а в литосфере восстановление водорода происходит при окислении минеральных восстановителей (сульфидов или FeO); при фотосинтезе выделяется свободный кислород и водород в состав органического вещества, а в литосфере кислород входит в состав окисляющейся минеральной массы ("литифицируется") и водород выделяется как свободный или входит в состав органического вещества ("гидрирует" органические остатки).

ЛИТЕРАТУРА К РАЗДЕЛУ I

Анатольева А.И. О генетических типах континентальных красноцветных отложений аридных зон. - В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с.177-182.

Анатольева А.И. К вопросу о границах формаций (на примере осадочных красноцветных формаций). - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1977, с.5-14.

Анатольева А.И. Некоторые закономерности размещения докембрийских красноцветных вулканогенно-осадочных формаций и их роль в строении земной коры. - Там же, с.14-35.

Анатольева А.И. Докембрийские бассейны красноцветной седиментации и некоторые черты их эволюции. - В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с.38-45.

Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. - Новосибирск: Наука, 1978, -189 с.

Анатольева А.И. Метод актуализма в геологии (на примере изучения красноцветных терригенных отложений). - В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с.255-276.

Анатольева А.И. Проблемы красноцветной седиментации на II Международном симпозиуме по девонской системе. - Геол. и геоф. 1979, № 7, с.147-149.

Анатольева А.И. Современное состояние изученности терригенных красноцветных отложений. - В кн.: Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск: Наука, 1980, с.5-22.

Анатольева А.И. Главные рубежи эволюции и миграция ареалов красноцветной седиментации в истории Земли. - В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980, с.103-108.

Андреева Т.А., Васильева А.И., Молчанов В.И., Павлов А.Л. Состав газов флюидных включений в минералах руд ряда железорудных месторождений Сибири и некоторые вопросы рудообразования. - В кн.: Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977, с.77-93.

Андреева Т.А., Тонцов А.А., Курбатова Э.Г., Молчанов В.И., Новгородова С.В., Шарудо И.И. Исследование механодеструкции углей в различных средах. - Химия твердого топлива, 1976, № 3, с.77-83.

Андреева Т.А., Молчанов В.И. Водород и углеводородные газы в составе газовых включений горных пород. - Геол. и геоф. 1978, № 10, с.32-39.

Архипенко Д.К., Николаева И.В., Пальчик Н.А. Особенности замещения межслоевого калия на аммоний в минералах группы глауконита. - В кн.: Вопросы изоморфизма и генезиса минеральных индивидов и комплексов. Элиста, 1977, с.129-136.

Бахтуров С.Ф. Литолого-петрографическая характеристика синской свиты Синско-Ботомского района. - В кн.: Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1979, с.11-21.

Бахтуров С.Ф. Битуминовые карбонатные породы каланчевской свиты (Патомское нагорье). - В кн.: Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск, 1980, с.57-62.

Благовидов В.В. Особенности неогенового соленакопления на территории СССР. - В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с.38-43.

Благовидов В.В., Климов М.А., Кузнецов В.Г. Строение и условия образования неогеновых соленосных отложений на территории СССР. - В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т.1, с.243-257.

Благовидов В.В. Некоторые особенности строения и условий образования неогеновой галогенной формации Нарынской впадины Тянь-Шаня. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1977, с.61-85.

Благовидов В.В. Неогеновые соленосные формации Средней и Центральной Азии. - Новосибирск: Наука, 1978.-147 с.

Боголепов К.В., Жарков М.А. Проблемы эволюции геологических процессов. - В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с.7-20.

Болдырев В.В., Логвиненко А.Т., Аввакумов Е.Г. и др. Механические методы активации химических реакций в твердых веществах и их смесях. - В кн.: Фундаментальные исследования. Хими-

ческие науки. Новосибирск: Наука, 1977, с.89-96.

Боровиков А.М., Воронин Ю.А., Еганов Э.А. и др. На путях к теоретической геологии. - Вопросы философии, 1976, № 3, с.12-18.

Боровиков А.М., Воронин Ю.А., Еганов Э.А. и др. О программе работ по созданию основ для развития теоретической геологии. - В кн.: Применение математ.методов и ЭВМ при решении типовых геологических задач. Новосибирск, 1976, с.6-43.

Бородаевская З.В., Каменева М.Ю., Лебедев Ю.Н., Шенфиль В.Ю. Минералогические особенности глауконита мильконской свиты и его калий-аргоновый возраст (рифей Учуро-Майского района Сибирской платформы). - В кн.: Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск, 1980, с.92-109.

Бородаевская З.В. Ультраструктуры глауконитсодержащих микроконкреций и их генетическая интерпретация. - В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Британ И.С., Жарков М.А., Кавицкий М.Л. и др. Строение и условия формирования кембрийских соленосных отложений на территории СССР. - В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т.II, с.203-227.

Вахрамеев А.М., Занин Ю.Н. Водородсодержащие группировки в апатитах по данным ядерного магнитного резонанса и их геологическая интерпретация. - В кн.: Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979, с.77-82.

Вещественный состав фосфоритов. Тезисы Всесоюз.совещания. II-13 мая 1977. Новосибирск, 1977, 124 с.

Вещественный состав фосфоритов / Отв.редактор Ю.Н.Занин. - Новосибирск: Наука, 1979.-191 с.

Воробьев В.Н., Вфимов А.О., Жарков М.А. и др. Корреляция кембрийских галогенно-карбонатных отложений Иркутского амфитеатра, Ботуобинского района и Березовской впадины. - Геол.и геоф., 1978, № 7, с.148-152.

Воронин Ю.А., Еганов И.А. Анализ концепции уровней организации в теоретической геологии. - В кн.: Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наукова думка, 1977, с.139-151.

Воронин Ю.А., Еганов Э.А., Усманов Ф.А. О типизации геологических задач в связи с применением математических методов и ЭВМ. - В кн.: Приложение математ.методов и ЭВМ при решении типовых геологических задач. Новосибирск, 1976, с.108-129.

Гавшин В.М., Николаева И.В., Чиков Б.М. Современные и древние осадки в океанах и на континентах (хроника). - Геол. и геоф., 1976, № 6, с.157-159.

Гишинская Л.Г., Чайкина М.В., Занин Ю.Н. О чувствительности спектров ЭПР к нестехиометрии состава апатита. - В кн.: Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979, с.94-96.

Гонцов А.А., Курбатова Э.Г., Молчанов В.И., Новгородова С.В. Влияние среды измельчения на процессы деструкции углей. - В кн.: Материалы У Всесоюз.симпозиума по механоэмиссии и механохимии твердых тел. Таллин, 1977, т.Ш, с.122-124.

Гусев Г.М., Занин Ю.Н., Кривошукская Л.М., Лемина Н.М., Юсупов Т.С. Преобразование состава апатита в условиях выветривания и выщелачивания. - Докл. АН СССР, 1976, т.229, № 4, с.1132-1134.

Еганов Э.А. Современный взгляд на методологию геологических дисциплин. - Геол. и геоф., 1978, № II, с.129-130.

Еганов Э.А. Системная ориентация в геологических исследованиях. - В кн.: Методология геологических наук. Киев: Наукова думка, 1979, с.3-21.

Еганов Э.А. Модельный подход к поискам фосфоритов. Рукопись деп.ВИНИТИ, № 3010-80, 39 с.

Еганов Э.А., Ивановская А.В. К уточнению понятий о преобразованности горных пород. - В кн.: Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наукова думка, 1977, с.84-93.

Еганов Э.А., Советов Ю.К. Домезозойские геосинклинальные фосфоритоносные формации. - В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с.61-77.

Еганов Э.А., Советов Ю.К. Каратау - модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979.-192 с.

Еганов Э.А., Чусовитин А.Г. Теория отражения и геология. - В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с.213-218.

Жарков М.А. Эволюция палеозойского соленакпления. — В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с.5-19.

Жарков М.А. Этапность, объем и площадь палеозойского соленакпления. — В кн.: Проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1977, т. I, с.57-88.

Жарков М.А. Закономерности пространственного размещения палеозойских соленосных серий в связи с проблемами глобальной тектоники. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с.181-184.

Жарков М.А. Проблема эвапоритового осадконакопления в докембрии. — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов-на-Дону, 1978, с.214-215.

Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. — Новосибирск: Наука, 1978. — 272 с.

Жарков М.А. Предисловие. — В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980, с.3.

Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А. К проблеме эволюции солевого состава вод Мирового океана в палеозое. — Геол. и геоф., 1978, № 3, с.3-17.

Жарков М.А. Этапы грандиозного накопления эвапоритов и проблема изменения солености вод Мирового океана в фанерозое. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с.110-121.

Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А. Классификация соленосных формаций по вещественному составу, особенностям строения и закономерностям пространственного положения. — В кн.: Основные проблемы соленакпления. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А. и др. Бишофитовые отложения Приволжской моноклинали. — В кн.: Особенности строения залежей бишофита и калийных солей. Новосибирск: Наука, 1980, с.4-32.

Жарков М.А., Иншин А.Л. Эволюция сульфатонакопления в геологической истории. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с.125-130.

Маркова Т.М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. — Новосибирск: Наука, 1976. — 304 с.

Занин Ю.Н. Закономерности формирования фосфатонесных кор выветривания — В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с. 78–93.

Занин Ю.Н. Об условиях формирования франколитовых брекчий. — Зап.ВМО, 1977, № 4, с. 503–506.

Занин Ю.Н. Рабочее совещание по проекту "Фосфориты протерозоя и кембрия" в Австралии (авг. 1978 г.). — Литология и полезн. ископаемые, 1979, № 5, с. 157–159.

Занин Ю.Н. Особенности состава фосфатов кальция фосфоритов в зависимости от условий их образования и преобразования. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. (Тезисы докл.). М., 1980, с. 272–273.

Занин Ю.Н. Условия формирования гипергенных фосфоритов. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра, 1980, с. 88–91.

Занин Ю.Н. О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 122–133.

Занин Ю.Н., Данилин Е.Л., Вахрамеев А.М. и др. Фосфатонесные коры выветривания и фосфориты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных, щелочных пород и карбонатов. М.: Наука, 1981. (В печати).

Занин Ю.Н., Красильникова Н.А., Матухина В.Г. и др. Ангаро-Ленский район. — В кн.: Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с. 84–89.

Занин Ю.Н., Красильникова Н.А., Матухина В.Г. и др. Кангский район. — Там же. с. 84–94.

Занин Ю.Н., Кривошукская Л.М. Преобразование апатитового вещества фосфоритов при катагенезе. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1826–1828.

Занин Ю.Н., Кривошукская Л.М. Тонкая кристаллическая структура апатитового вещества фосфоритов и ее геологическая интерпретация. — Литология и полезн. ископаемые, 1977, № 3, с. 78–93.

Занин Ю.Н., Кривоуцкая Л.М., Вахрамеев А.М. и др. Преобразование состава и структуры апатитов из фосфоритов в процессе выветривания и катагенеза по природным и экспериментальным данным. - В кн.: XI съезд Международ.минералогич.ассоциации. (Тезисы докл.). Новосибирск, т.2, с.162. (То же на англ. яз.).

Занин Ю.Н., Кривоуцкая Л.М., Вахрамеев А.М. и др. Преобразование состава и структуры фосфатов кальция фосфоритов в процессе катагенеза и выветривания и влияние этих преобразований на растворимость. - В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979, с.37-45.

Занин Ю.Н., Кривоуцкая Л.М., Замирайлова А.Г. Высокоглиноземистые минералы в гипергенных фосфоритах месторождения Джангытас бассейна Каратау. - Геол. и геоф., 1977, № 9, с.143-146.

Занин Ю.Н., Марков Е.П., Матухина В.Г. и др. Оценка перспектив среднего ордовика бассейна р.Подкаменной Тунгуски на промышленные месторождения фосфоритов. - В кн.: Минералогия осадочных формаций Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск, Наука, 1980, с.30-34.

Занин Ю.Н., Терновой В.И. Геохимия фосфора в зоне выветривания. - В кн.: Геология месторождений апатита. М.: Недра, 1980, с.24-26.

Каменева М.Ю. Некоторые особенности картин микродифракции глауконитов. - В кн.: XI Всесоюз.конференция по электронной микроскопии. (Тезисы докл.). М., 1979, с.286.

Каменева М.Ю., Базарова С.Б., Пальчик Н.А. Соотношение рентгеновских характеритик с химическим составом минералов группы глауконита. - В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Каменева М.Ю., Бородаевская З.В., Ван А.В., Матухин В.Г. Глауконитоподобный минерал из девонских отложений Норильского района. - Там же.

Каменева М.Ю., Николаева И.В. Комплексное изучение однородности и неоднородности микроконкреций глауконита. - В кн.: Всесоюз.совещание по применению электронной микроскопии в современной технике. (Тезисы докл.). М., 1978, с.172.

Каменева М.Ю., Николаева И.В. Значение микрометодов для изучения вторичных изменений глауконитов. - В кн.: Применение новых электронно-микроскопических методов в технологии, кристаллографии и минералогии. (Тезисы докл.). М., 1980, с.158.

Кривошцкая Л.М., Григорьева Т.Н., Занин Ю.Н. Оценка степени совершенства кристаллической структуры апатитов различного генезиса. - Докл.АН СССР, 1976, т.226, № 5, с.1162-1165.

Логвиненко Н.В., Николаева И.В., Волков И.П. О соотношении обломочного и аутигенного глауконита в современных осадках океана. - Литология и полезн.ископаемые, 1979, № 3, с.136-141.

Марков Е.П., Занин Ю.Н. Зернистые фосфориты ордовика в бассейне Подкаменной Тунгуски. - Геол. и геоф., 1979, № 3, с.100-104.

Мерзляков Г.А. Пермское соленакопление в Евразии. - В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с.31-38.

Мерзляков Г.А. Объемы галогенных пород в пермских соленосных формациях Евразии. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск:Наука, 1977, с.166-204.

Мерзляков Г.А. Пермские соленосные бассейны Евразии-Новосибирск: Наука, 1979.- 142 с.

Минералогия и геохимия глауконита / Отв.редактор И.В.Николаева. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Мешкова Н.П., Николаева И.В., Журавлева И.Т. и др. Стратиграфия пограничных слоев кембрия и докембрия на северо-западе Анабарского поднятия. - В кн.: Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976, с.3-22.

Молчанов В.И. Механохимические превращения угольного вещества.-Сборник работ Института горного дела Словацкой Академии наук. Внеочередной номер.Кошице, Дом техники, 1976,с.80-85.

Молчанов В.И., Андреева Т.А. Генерация водорода и образование битумоидов после активирования минеральных веществ

посредством тонкого измельчения. - Геол. нефти и газа, 1978, № II, с.74-77.

Молчанов В.И., Гонцов А.А., Андреева Т.А., Новгородова С.В. Экспериментальное исследование преобразования органических веществ гуминового ряда в водородгенерирующей минеральной среде после механической активации. - В кн.: Материалы У Всесоюз. симпозиума по механоэмиссии и механохимии твердых тел. Т.Ш, Таллин, 1977, с.115-121.

Молчанов В.И., Рейнгольд Б.М., Селезнева О.Г. Утилизация условных отвалов сульфидного сырья и золотосодержащих огарков. - В кн.: Безотходная технология переработки полезных ископаемых. Ч.II, М.: Недра, 1979, с.35-36.

Молчанов В.И., Селезнева О.Г. Активация измельчением. - В кн.: Тезисы докладов УП Всесоюз. симпозиума по механоэмиссии и механохимии твердых тел. Ташкент, 1979, с.190.

Молчанов В.И., Селезнева О.Г. Технические средства активации минеральных веществ при измельчении. - Физико-техн. проблемы разработки полезных ископаемых, 1979, № 6, с.60-75.

Молчанов В.И., Селезнева О.Г. Об утилизации сульфидных отвалов. - В кн.: Оценка, прогнозирование, рациональное использование и охрана минеральных ресурсов. Новосибирск: Наука, 1980, с.120-121.

Николаева И.В. Минералогия и генезис глауконита. - В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с.94-108.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. - Новосибирск: Наука, 1977. - 320 с.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита как индикаторы эволюции солености Мирового океана и осадочных полезных ископаемых. - В кн.: Геология морей и океанов. Т.Ш, М., 1977, с.121.

Николаева И.В. Глауконит в схеме морского аутигенного минералообразования. - В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с.83-89.

Николаева И.В. Типоморфные признаки низкотемпературных слюд группы глауконита. - В кн.: XI съезд Международ. минералогич. ассоциации. (Тезисы докл.). Т.1. Новосибирск. 1978, с.108-109.

Николаева И.В. Влияние минералогических особенностей глауконита на радиометрические определения. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979, с.158–160.

Николаева И.В. Направленность и периодичность в изменении химического состава минералов группы глауконита и процессов вторичного их преобразования. — В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. Тезисы докл. М., 1980, с.185–187.

Николаева И.В. Значение минералов группы глауконита для палеоокеанологических исследований. — В кн.: Современные проблемы морской геологии. Т.1. М., 1980, с.168.

Николаева И.В. Глауконит как индикатор условий образования древних морских отложений. (Новый методологический подход) — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980, с. 73–79.

Николаева И.В. Эволюция обстановок образования минералов группы глауконита. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с.133–145.

Николаева И.В. Аутигенное минералообразование в современных осадках шельфовых областей. — В кн.: Климатическая зональность осадкообразования в океане. М.: Наука, 1981. (В печати).

Николаева И.В. Фациальная зональность химического состава минералов группы глауконита и определяющие ее факторы. — В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981, (В печати).

Николаева И.В. Значение минералов группы глауконита для выявления условий образования карбонатных отложений. — В кн.: Карбонатные формации Сибири и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: Наука, 1982. (В печати).

Николаева И.В., Гусев Г.М., Юсупов Т.С., Каменева М.Ю., Бородаевская Э.В. Проблема неизменных и измененных минералов группы глауконита. — В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Николаева И.В., Каменева М.Ю., Базарова С.Б. Рентгеновская характеристика осадочных глауконитов разной сохранности. — В кн.: Всесоюзное совещание по рентгенографии минерального сырья. (Тезисы докл.), М., 1979, с.88.

Николаева И.В., Каменева М.Ю., Базарова С.Б., Пальчик Н.А. Рентгеновская характеристика минералов группы глауконита разной сохранности. — В кн.: Рентгенография минерального сырья. М.: Наука, 1981, № 16, (В печати).

Николаева И.В., Каменева М.Ю., Бородаевская З.В. Микронеоднородность минералов группы глауконита и ее генетическая интерпретация. — Докл. АН СССР, 1981. (В печати).

Николаева И.В., Матюгина Н.С. Сравнительный гранулометрический анализ зерен глауконита и вмещающих пород. — Литология и полезн. ископаемые, 1981. (В печати).

Николаева И.В., Меленевский В.Н. — Влияние древнего выветривания на изотопный возраст глауконита. — В кн.: Минералогия и геохимия глауконита. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Николаева И.В., Шестель С.Т., Бобров В.А., Гавшин В.М. Закономерности распределения редкоземельных элементов в минералах группы глауконита как доказательство генезиса минералов. — В кн.: Современные проблемы морской геологии. (Тезисы докл.). Т. I. М., 1980, с. 169–170.

Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов / Отв. ред. А.Л. Яншин, М.А. Жарков. Новосибирск: Наука, 1982. (В печати).

Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения / Отв. ред. А.И. Анатольева, М.А. Жарков. — Новосибирск: Наука, 1977. — 208 с.

Основные проблемы соленакпления / Отв. ред. А.Л. Яншин, М.А. Жарков. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Особенности строения залежей бишофита и калийных солей / Отв. ред. М.А. Жарков. — Новосибирск: Наука, 1980. — 112 с.

Особенности строения осадочных формаций / Отв. ред. А.Л. Яншин. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Павлов А.Л., Молчанов В.И. Изучение физико-химических условий бокситообразования. — В кн.: Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1976, с. 133–154.

Параев В.В. Вещественный состав и строение девонских красноцветных осадочно-вулканогенных отложений Тувинского прогиба. — В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1977, с. 36–61.

Параев В.В. Девонские красноцветные осадочно-вулканогенные ассоциации Тувинского прогиба. - Новосибирск: Наука, 1978. - 159с.

Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций/ Отв.ред. А.И.Анатольева. - Новосибирск: Наука, 1980. - 104 с.

Проблемы соленакопления. Т.1./ Отв.ред. А.Л.Яншин, М.А.Жарков. - Новосибирск: Наука, 1977. - 318 с.

Проблемы соленакопления. Т.2. / Отв.ред. А.Л.Яншин, М.А.Жарков. - Новосибирск: Наука, 1977. - 328 с.

Рабиханукаева Е.С. Терригенно-минералогические комплексы верхнедокембрийских отложений центральной части Русской плиты. - В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации и методика их выделения. Новосибирск: Наука, 1977, с.87-114.

Рабиханукаева Е.С. Строение, состав и условия образования ордовикских и силурийских отложений Таймыра и северо-запада Сибирской платформы. - Там же, с.145-165.

Селезнева О.Г., Молчанов В.И., Рейнгольд Б.М. Поведение элементов-примесей при механохимической активации сульфидов в планетарных мельницах. - Изв. СО АН СССР. Сер.хим.наук, 1979, вып.4, с.24-25.

Смагунов В.И., Рейнгольд Б.М., Молчанов В.И. Об особенностях окисления пирита, активированного сверхтонким измельчением. - Прикладная химия, 1976, т. XIX, вып.10, с.2339-2341.

Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1977. - 295 с.

Советов Ю.К., Шенфильд В.Ю. Новая докембрийская микробиота (Южный Казахстан). - Докл.АН СССР, 1977, т.232, № 5, с.1193-1196.

Советов Ю.К., Еганов Э.А. Позднедокембрийские несогласия в Малом Каратау. - Докл.АН СССР, 1976, т.229, № 3, с.702-705.

Соленосные формации и практическое значение их изучения. /Отв.ред. М.А.Жарков. Новосибирск, 1979, т.1. 164 с.

Соленосные формации и практическое значение их изучения. Т. II. / Отв.ред. М.А.Жарков, - Новосибирск, 1979. 168 с.

Столповская В.Н., Занин Ю.Н. Структурные особенности малокарбонатных фторгидроксилапатитов по данным инфракрасной спектроскопии. - В кн.: Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979, с.29-33.

Столповская В.Н., Занин Ю.Н., Ивакина Э.Л. О карбонатах в природных даллитах. - Записки ВМО, 1977, т.106, № 1, с.120-122.

Строение и условия формирования месторождений калийных солей / Отв.ред.А.Л.Яншин, М.А.Жарков. Новосибирск: Наука,1981, (В печати).

Строение и условия образования соленосных формаций / Отв. ред. А.Л.Яншин, М.А.Жарков. Новосибирск: Наука, 1981. (В печати).

Фосфориты и апатиты Сибири. - Новосибирск: Наука, 1980. - 232 с.

Шоф Дж.В., Ю.К.Советов. Микрофоссилии в строматолитах *Conophyton* из вендских отложений Южного Казахстана. - Докл.АН СССР, 1976, т.230, № 6, с.1448-1450.

Эволюция осадочного породообразования в истории Земли/Отв. ред. А.Л.Яншин, М.А.Жарков, Ю.П.Казанский. Новосибирск, 1976. -152 с.

Юдин Н.И., Занин Ю.Н., Красотов Ю.М., Матухина В.Г. Енисейский район. - В кн.: Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с.73-78.

Яншин А.Л. Основные проблемы соленакопления. - В кн.: Проблемы соленакопления. Т.1. Новосибирск: Наука, 1977, с.5-15.

Яншин А.Л. Как же образуются залежи солей? - Природа,1978, № 7, с.35-42.

Яншин А.Л. Есть в Сибири агроруды! - За науку в Сибири, № 47, 30 нояб. 1978.

Яншин А.Л. Развитие геологии и ее современные особенности. - В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с.125-130.

Яншин А.Л. Геология: история и современное состояние. - В кн.: Методологические проблемы современной науки. М.: Политиздат, 1979, с.120-125.

Яншин А.Л. Всегда ли так, как сейчас? - Знание - сила, 1980, № 9, с.3-5.

Яншин А.Л. Фосфориты. Реализуется международный проект. - За науку в Сибири, № 31, 14 авг.1980 г.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Благовидов В.В., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А. Классификация соленосных формаций по вещественному составу, особенностям строения и закономерностям пространственного положения. - В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения. Новосибирск, 1979, с.3-4.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. - Геол. и геоф., 1977, № II, с.90-97.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П. и др. Эволюция осадочного породообразования и рудообразования в истории Земли. - В кн.: Фундаментальные исследования. Науки о Земле. Новосибирск: Наука, 1977, с.5-9.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Мерзляков Г.А. П Всесоюзное солевое совещание. - Геол. и геоф., 1980 а, № 8, с.132-135.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Мерзляков Г.А. Рабочее совещание по результатам и направлению поисковых работ на калийные соли в Восточной Сибири. - Геол. и геоф., 1980 б, № 8, с.136-137.

Ю. П. Казанский

О ПРИНЦИПАХ ПОСТРОЕНИЯ ТЕОРИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Основные принципы построения новой теории осадконакопления включают: определение объекта исследований; методологию седиментационных построений; принципы классификации сред седиментации и источников осадочного материала; методы построения седиментационных моделей.

Определение объекта исследований

Седиментология, или учение об образовании осадков, относится к той области естествознания, которая в качестве объекта исследует состав и строение природного осадка или продукт его преобразования — осадочную породу. Этот конечный продукт содержит ту или иную, обычно неполную информацию, освещающую историю возникновения и жизни природного осадка. Если в области изучения состава, структуры и текстуры осадочных пород проведены исследования как по систематизации, так и по пространственно-возрастному размещению типов осадков, то в области разработки теории самого процесса обобщения находятся на стадии поисков путей решения проблемы. Существующие взгляды представляют собой обычно наборы удачных или менее удачных описаний частей целого, в которых, как правило, отсутствуют попытки анализа физико-химии самого процесса.

Различаются две основных концепции при построении теории осадконакопления. Одна из них предполагает существование во всей или значительной части геологической истории Земли некоторых изначальных и достаточно постоянных условий, при которых в тождественных или близких обстановках происходил процесс осадконакопления. Сторонники этого направления считают постоянными или достаточно постоянными такие факторы седиментации, как состав газов в атмосфере, состав солей в морской воде и т. д. В представлении последователей этой концепции осадочный процесс выглядит как единое геологическое явление.

ние, мало изменяющееся во времени.

Сторонники второго направления рассматривают осадконакопление также как единый процесс, но не ограниченный такими жесткими рамками условий, какие предполагаются в первой концепции. Здесь допускаются возможности достаточно широких отклонений физико-химических показателей, определяющих процесс седиментации в геологической истории Земли.

Вероятно, было бы неправильным противопоставлять полностью эти две точки зрения. Представляется, что каждая из них несет некоторый комплекс справедливых утверждений. Видимо, одной из задач установления истины в данном случае является оценка постоянства или непостоянства физико-химических параметров, определяющих направленность рассматриваемого процесса, масштабов стабильности конкретного фактора, влияющего на сам процесс. Однако, прежде чем приступить к решению этого вопроса, необходимо составить себе четкие представления о самом объекте исследований, разработать принципы типизации тех факторов, которые нуждаются в таком анализе.

Объектом исследования при разработке теории осадконакопления является природный осадок, который представляет собой гетерогенное образование, состоящее из двух различных компонентов — автохтонного и аллохтонного (Казанский, 1975, 1976). Автохтонный компонент в своем составе и строении отражает физико-химическую обстановку его формирования, которая определяется составом среды седиментации, особенностями органического мира и т.д. Состав и строение аллохтонной составляющей зависит от источника материала и динамики среды седиментации.

Образование осадка, как природного продукта, определяется участием многих факторов. Отсутствие их систематизации вызывает сложность построения схем, что, в свою очередь, затрудняет использование последних. Поэтому предлагается свести все многообразие основных факторов седиментации к двум: среде седиментации и источнику осадочного материала, включающим как составные части все многообразие выделенных ранее факторов (см. схему).

Под средой седиментации понимается некоторый объем пространства на поверхности Земли, характеризующийся определенным комплексом физико-химических и биохимических свойств газов, раст-

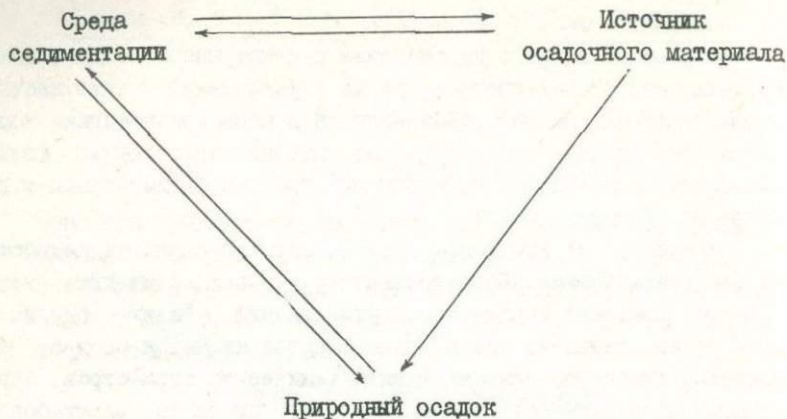


Схема образования природного осадка

воров, твердого вещества или их смеси, в котором или из которого происходит выделение природного осадка. Источник осадочного материала представляет собой объем газов, растворов или твердых веществ, поступающих тем или иным путем из какого-либо пространства в бассейн седиментации, в результате чего в последнем происходят физические, химические или биохимические процессы, приводящие к обособлению осадка от среды седиментации.

Приведенные определения свидетельствуют о том, что среды седиментации и источники осадочного материала представляют собой конкретные понятия, составляющие в пространстве единую цепь взаимосвязанных явлений, которые в ряде случаев могут меняться местами. Так, воды Мирового океана являются средой, в которой происходит накопление морских терригенных, химических и биохимических продуктов. В то же время соли из морской воды, как показали детальные работы последних лет, являются важным компонентом, насыщающим почвы и континентальные осадки прибрежных районов суши. Второй пример дают речные воды, являющиеся источником растворов и взвешенных частиц, поставляющим их в мор-

скую среду осадконакопления. Одновременно они сами представляют собой среду, в которой накапливаются обломочные, химические и биохимические продукты и т.д.

Природный осадок не следует рассматривать в качестве продукта, изолированного от среды седиментации, как это было принято ранее. Он тесно связан с той обстановкой, в которой возник. Его верхний слой, с одной стороны, сохраняет компоненты среды (газы, растворы и т.д.), а с другой, возможны реакции обмена между веществом осадка и средой его возникновения.

Методология седиментационных построений

Одним из кардинальных вопросов методологии является оценка возможности и масштабов применения наблюдений над современным осадконакоплением для расшифровки древней седиментации. Актуалистический метод всегда использовался при изучении осадконакопления путем сопоставления состава и строения современных и древних осадков. В то же время для его успешного применения необходимы систематические методические разработки в определении возрастных масштабов сходства или различия осадков, осадочных пород, сред седиментации и осадочных процессов. Обычно при таких аналогиях прежде всего обращается внимание на сходство признаков. Вместе с тем, степень сходства определяется достоверностью сведений, их доказательностью, глубиной отображения свойств, связей и отношений. Действительно, от глубины характеристики того или иного седиментационного объекта будет зависеть вывод о количественной оценке сходства. Если искать сходства на уровне таких определений, как песок, глина, известняк и др., то можно говорить о тождественности осадочных породных ассоциаций любых возрастных уровней. Однако более глубокое петрографо-минералогическое и геохимическое изучение выявляет, кроме того, и много различий между породами одного класса или группы, но разного возраста.

Следовательно, при определении возможностей актуалистического метода для реконструкции условий образования древних осадков и осадочных пород следует идти как путем поисков сходства, так и выявления различий их состава, структуры и текстуры. Можно рекомендовать следующие приемы для этих целей: I) детальные исследования состава и возрастных взаимоотношений составных

частей осадков (пород) разного геологического возраста; 2) расшифровка фациальных взаимоотношений осадков; 3) выявления "экзотических" пород не только в докембрии, но и в фанерозое, так как осадочный процесс развивается путем усложнения; 4) реконструкция физико-химических параметров формирования разновозрастных, но однотипных осадков; 5) использование экспериментальных данных и термодинамических расчетов.

Все сказанное выше позволяет оценить актуалистический метод как важный инструмент в седиментологических исследованиях, однако, при сравнении условий образования современных и древних осадков следует вводить поправку, учитывающую изменение параметров сред седиментации и источников осадочного материала во времени.

Выбирая методологическую позицию при реконструкции древнего осадконакопления, следует иметь в виду, что законы природы едины и неизменны, что осадочные процессы, происходящие в настоящее время, имели место и в прошлом, но одновременно нет постоянства условий, в которых осуществлялись эти процессы, а также нет неизменности получаемых результатов.

Принципы классификации сред седиментации и источников осадочного материала

Классификация сред осадконакопления основана на масштабности проявления и физико-химических свойствах самих сред. По первому признаку предлагается различать три группы сред: планетарные, провинциальные и зональные. В первую группу объединены среды седиментации, свойства которых проявляются на всей поверхности Земли. Характер влияния планетарных сред на осадконакопление, за исключением солнечной радиации и атмосферы, изучен еще недостаточно, но имеющиеся данные уже сейчас позволяют ставить вопрос о более серьезном к ним внимании и выяснении их роли в осадочном процессе.

Если говорить о развитии планетарных сред в геологической истории Земли, то можно привести данные только об эволюции атмосферы. Выделяются три основных этапа в ее развитии, различающиеся составом газов и термобарического режима: I) архейский-раннепротерозойский (преобладание углекислого газа,

аммиака и азота, присутствие кислорода, метана и др., высокие значения температуры – до 70°C и давления – до 15 атм); 2) раннепротерозойский–раннедевонский (преобладание углекислого газа; азота и кислорода, присутствие аммиака и др., понижение среднегодовых температур до $25\text{--}50^{\circ}\text{C}$, а давления – до 2–8 атм); 3) среднедевонский–современный.

К провинциальным средам отнесены две области с различными физико-химическими и биологическими показателями: – континентальная и морская. Основание выделения этих сред следующее: для континентальной характерно – 1) различное фазовое состояние (газ, жидкость, лед) с преобладанием атмосферы; 3) локальность в проявлении разных фаз; 3) непостоянство состава жидкой фазы; 4) своеобразии органического мира; для морской; 1) преобладание жидкой фазы среды седиментации; 2) постоянство отношений растворенных компонентов; 3) своеобразии органического мира.

Зональные среды проявляются на более ограниченных участках суши и моря. Их свойства представляют своеобразное преломление в конкретных условиях свойств сред планетарного и провинциального типов. Классификация зональных сред основана на представлении о существовании двух типов зон: ландшафтно-климатические и ландшафтно-динамические. Ландшафтно-климатические зоны характеризуются следующими показателями: для континентальной провинции – температурным режимом, общей влажностью и ее распределением по сезонам, растительным и почвенным покровами; для морских – температурным режимом и определенными сообществами организмов как растительного, так и животного царств. Физико-химические и биохимические процессы, происходящие в ландшафтно-климатических зонах, приводят к образованию автохтонных компонентов осадка.

Ландшафтно-динамические зоны представляют собой обстановки седиментации, в которых формирование осадка или его части происходит под влиянием динамики среды. В континентальной провинции такими средами будут участки суши, характеризующиеся фазой состояния и динамикой сред, а в морских – только динамикой среды. Их продукты – аллохтонные компоненты.

При общей характеристике континентальной среды осадконакопления следует отметить ее тесную связь с атмосферой, а в историческом аспекте — с меняющимся составом ее газов. Кроме того, состав атмосферы определял тип выветривания пород областей размыва, а с составом этих пород — композицию растворенных в гидросфере веществ.

Современные ландшафтно-климатические зоны на суше представлены одиннадцатью типами: 1) пустынно-полярной, 2) тундровой, 3) лесоумеренной, 4) степной, 5) саванной, 6) пустынно-умеренной, 7) пустынно-тропической, 8) субтропической, 9) влажно-субтропической, 10) переменнo-влажнотропической и II) влажно-тропической. Каждая из этих зон имеет свои физико-географическую и физико-химическую характеристики, а также свои наборы автохтонных образований. Все эти зоны являются результатом длительного развития наиболее древних, выделенных в раннем протерозое — архее примитивных ландшафтно-климатических зон — предвлажнотропической, прасаванной и прапустынно-тропической. Их дальнейшее развитие шло путем усложнения физико-химических параметров, распространения растительности на суше, появления новых типов зон. Рубежами перестройки условий автохтонной седиментации были: ранний протерозой, средний девон, ранний карбон, триас, поздний мел и поздний олигоцен.

Типизация ландшафтно-динамических зон на суше основана на двух показателях: фазовом состоянии среды седиментации (воздух, вода, лед) и на характере ее движения (прерывисто-поступательное, устойчиво-поступательное, колебательное и статическое). Таким образом, для воздушной среды выделяются гравитационная и эоловая, для водной — пролювиальная, аллювиальная, прибрежная и водногравитационная, для ледовой — ледниковая зона.

Исходя из общей характеристики развития континентальной провинции, следует ожидать слабое развитие эоловых процессов в раннем докембрии, что объясняется иным характером водообмена в системе "суша — атмосфера" в это время. Кроме того, отсутствие растительности в додевонскую эпоху могло способствовать более широкому развитию процессов образования пролювия, который, вероятно, был также широко распространен не только в предгорных районах, но и на равнинах с гумидным климатом.

Морская среда — это водный раствор с определенным набором солей, газов, взвешенного неорганического и органического веществ, в настоящее время занимает более 2/3 поверхности планеты. Она рассматривается как составная часть единой геохимической системы, включающей все сферы Земли. Источниками газов и солей, растворенных в морской воде, являются глубинные продукты (вещество мантии, вулканический материал и др.), атмосфера и продукты континентального стока. Извлечение веществ из морской воды в виде осадков определяется конкретными физико-химическими условиями. Активными агентами в процессе такого извлечения выступают организмы, участие которых доказано практически для всей геологической истории гидросферы. Выделяется пять типов вод Мирового океана разного газо-солевого состава и с разными термобарическими условиями: (Казанский, 1977): 1) архей — ранний протерозой (кальций — магний-аммониевый бикарбонатно-карбонатно-хлоридный тип вод, преобладание углекислого газа, аммиака и азота среди растворенных газов, температура до 70°C, давление на поверхности океана 8–15 атм), 2) конец раннего протерозоя — венд (кальций-магний-натриевый бикарбонатно-хлоридный тип вод, преобладание азота, углекислого газа и кислорода среди растворенных газов, температура 25–50°C, давление 3–8 атм), кембрий — ордовик (магний-натрий-кальциевый хлоридно-бикарбонатный тип вод, преобладание среди растворенных газов азота, углекислого газа и кислорода, температура около 25°C, давление 2–3 атм), 4) ордовик — карбон (натрий-магниевый хлоридно-бикарбонатный тип вод, преобладание азота, кислорода и углекислого газа среди растворенных газов, температура около 20°C, давление 1,5 — 2,5 атм), 5) пермь — кайнозой (современный тип вод, растворенных газов, термобарических условий).

Типизация современных морских ландшафтно-климатических зон и подзон произведена по трем показателям; температурному режиму, глубине бассейна и по балансу влажности — для прибрежных областей (Казанский, 1980). Основные автохтонные продукты для морской провинции — карбонаты, для прибрежных областей аридных подзон — сульфаты, хлориды и другие минералы. Анализ материалов по различным районам Мирового океана показал, что полярные

зоны характеризуются незначительным количеством автохтонных продуктов, представленных главным образом известковыми раковинами или их обломками. Количество карбонатного материала этого генезиса возрастает в бореальной и нотальной областях. Здесь же, ниже критического уровня растворения карбонатного вещества, накапливаются остатки организмов с кремнистым веществом скелета (скорлупки). Для субтропических зон характерны массовые скопления карбонатного вещества органогенного происхождения, часто наблюдаются процессы микритизации. В тропической зоне распространены рифовые и другие органогенные постройки, а среди биокластического материала присутствуют герматинные кораллы и зеленые водоросли халимена. Индикаторами субтропических и тропической зон являются также оолитовые и грейпстоунные образования. В пелагических областях распространены скопления органогенных карбонатных и кремнистых илов.

При реконструкции условий древнего морского автохтонного осадкообразования также предполагается, что его современный тип сформировался в результате длительного развития факторов седиментации. Индикаторами, позволяющими наметить возрастные границы смены условий автохтонной седиментации, а также выявить характер древней ландшафтно-климатической зональности, являются состав и распространение таких минералов, как карбонаты, железистые соединения, сульфаты, хлориды и некоторые другие образования. Эти индикаторы позволяют наметить шесть стадий развития морской автохтонной седиментации, охватывающих весь латеральный профиль от прибрежных до пелагических зон (Казанский, 1980)

В общем виде схема автохтонного минералообразования представляется в следующем виде. Для наиболее древней стадии характерны химические формы накопления таких соединений как магнетит, гематит и кремнистые минералы в железистых кварцитах, кальцит и доломит в карбонатных формациях и т.д. В конце протерозоя сокращаются масштабы накопления железистых кварцитов, которые замещаются гематитовыми рудами, широкое распространение получают органогенно-обломочные известняки и доломиты, шунгитовые образования, а в геосинк-

динальных областях - хемогенные доломиты. В конце этого этапа (поздний рифей - венд) появляются прибрежные сульфатно-соляные образования. В кембрии отмечаются три события - начало широкого участия в карбонатнакоплении представителей животного мира, смещение доломитообразования в зоны внутриконтинентальных морей и зарождение хлоридного типа соленакпления на шельфе. Начиная с ордовика резко возрастает разнообразие органического мира, участвовавшего в накоплении карбонатных осадков. С перми зарождается прибрежный солитовый тип железных руд, появляются скопления органогенных карбонатов на континентальном склоне и в пелагической подзоне, в соляных отложениях получают распространение высокорстворимые сульфатные минералы. В палеогене формируется современный тип автохтонной седиментации.

Динамические обстановки в морской среде сложны и многообразны. Намечается четыре элементарные динамические обстановки, различающиеся по характеру движения среды: волновая, течениевая, потоковая и седиментационная, комбинации которых позволяют выделить пять ландшафтно-динамических зон: прибрежную (прибоя и приливов), шельфовую, глубоководно-седиментационную, флювиальную и гравитационно-потоковую. В первой преобладает волновая динамическая обстановка, которая осложняется течениевой и седиментационной. Характерными осадками зоны могут быть как грубообломочные, так и тонкозернистые глинистые образования. В шельфовой зоне сказывается деятельность волн, но достаточно широко распространены течения. К второстепенной обстановке можно отнести седиментационную. Набор преобладающих осадков включает пески, алевриты и глины. Для зоны глубоководной седиментации характерны осадки, образовавшиеся в результате осаждения под влиянием силы тяжести, однако в их распределении участвуют также течения. Здесь преобладают алевриты и глины, реже - пески. Во флювиальной зоне распространены осадки, образовавшиеся в обстановке течений. Среди них могут быть грубообломочные образования, сохранившиеся после выноса более мелких частиц, а также пески и алевриты. В гравитационно-потоковой зоне, геоморфологически тяготеющей к континентальному склону и области его перехода в абиссальную равнину, характерно преобладание ритмически переслаивающихся песков, алевритов и глин типа турбидитов.

Анализируя развитие этих зон в геологической истории Земли, видимо, следует связывать масштабы проявления той или иной динамической обстановки не столько с характером проявления планетарных и морской сред, сколько с площадями, занятыми в ту или иную геологическую эпоху морями и океанами, особенностями строения их дна и берегов. В этом случае, возможно, возрастала доля участия глубоководно-седиментационных и гравитационно-потоковых зон от более древних эпох к молодым.

Источники осадочного материала классифицируются по тем же признакам, что и среды седиментации (масштабность проявления и воздействия). Различаются собственно планетарные источники: газы, капли влаги, аэрозоли из атмосферы (атмосферный тип); растворы, поступающие с поверхности суши и из пластовых вод (гидросферный тип и обломочный материал, являющийся продуктом разрушения горных пород, почв и кор выветривания (литосферный тип). Материал, поступающий из космоса, в настоящее время составляет незначительную долю в осадочных продуктах. По площади распространения он относится к планетарному, по масштабам воздействия — к локальным источникам. Свообразным типом является вулканокластический источник, который имеет локальную площадь проявления, но благодаря переносу в атмосфере и гидросфере может быть отнесен к планетарному типу по масштабам воздействия. Гидротермальный и фумарольно-сульфатный источники вне зависимости от того, проявляются ли они в субаэральных и субаквальных условиях, имеют локальный характер как по масштабам, так и по площади поступления материала.

Следует отметить, что в геолого-историческом аспекте роль некоторых источников осадочного материала могла меняться. На первых стадиях формирования Земли, вероятно, планетарных масштабов достигал космический источник, который явился поставщиком основной части вещества планеты. Видимо, в это время была значительна роль газов и растворов, поступавших из глубин Земли и формировавших первичные атмосферу и гидросферу.

Методы построения седиментационных моделей

Седиментационные модели, представляющие собой итог анализа вещества и условий его формирования, относятся к понятийному классу. Они включают результаты исследований сред седи-

ментации и источников осадочного материала. Сочетание ландшафтно-климатических и ландшафтно-климатических зон определяет седиментационную обстановку. По характеру источников различаются осадки, сложенные преимущественно осадочным (атмосферный и литосферный), вулканическим (вулкано-кластическим) и космическим материалом. Для интервала, охватывающего архей – кайнозой, преобладающими типами источников являлись осадочный и вулканический.

Различаются два типа седиментационных моделей: двумерный и трехмерный. Первый тип определяет обстановку седимента – ции по площади в пределах узкого стратиграфического интервала, который характеризуется определенным набором показателей планетарных, провинциальных и зональных сред. Второй представляет собой седиментационную модель для определенной группы осадков, близких по составу, но условия образования которых менялись в течение всей истории Земли или значительного ее отрезка.

В качестве примера двумерной модели рассмотрим континентальную провинцию в позднем докембрии. Общая физико-химическая ситуация в это время определялась преобладанием в атмосфере азота, углекислого газа и кислорода, высокими температурой (25–50°C) и давлением (3–8 атм), кальций-углекислым составом поверхностей вод, преобладанием кислых, окислительных условий, слабым развитием растительности типа водорослей на суше. Наиболее распространенными седиментационными обстановками для этого времени могли быть: 1) влажнотропические пролювиальные и аллювиально-озерные, 2) того же типа протосаванные и 3) протопустынно-полярная ледниковая. Для первой группы характерны мощные серии кварцевых, олигомиктовых, часто красноцветных песчаников с линзами пестроцветных и красных алевролитов, аргиллитов и гематитовых руд с текстурами временных потоков и аллювия. Вторая группа отличается менее олигомиктовым, часто аркозовым составом и терригенного материала, красноцветностью. Для осадков, связанных с оледенениями, характерны сочетания тиллитов с прослоями ленточных аргиллитов и микрозернистых доломитов. На территории областей в участках их смыкания с пустынями можно ожидать более

широкое, чем в других обстановках, распространение эоловых зон, в пределах которых формировались песчаные дюны и лессы.

Обстановки образования красноцветных осадков являются примером трехмерной модели. Наблюдения над условиями формирования современных красноцветов дает основание считать, что в геологической истории Земли преобладало терригенное накопление красноцветного пигмента, который мог заимствоваться из более древних красноцветных отложений, а также из кор выветривания и почв влажных, переменновлажных тропических областей. Следовательно, появление источников окислов железа связано со временем накопления в атмосфере Земли некоторых количеств кислорода, так как гематит предпочтительней образуется в окислительной обстановке.

Рассматривая седиментационные обстановки накопления красноцветных осадков в геологической истории Земли, можно наметить два крупных этапа: додевонский и девонский-кайнозойский. Для первого характерны: широкое распространение тропических условий, благоприятных для накопления красного пигмента в верхних горизонтах выветрелых продуктов и сохранение его при постседиментационных изменениях в континентальных осадках разных ландшафтно-климатических зон. Второй этап характеризуется сокращением тропических областей и сохранением красного пигмента только в осадках, обедненных органическим веществом (преимущественно аридных областей). В этих особенностях накопления красноцветных осадков разного возраста заключается палеогеографическое и палеоклиматическое значение рассмотренных образований.

Преимущество предлагаемого подхода к изучению осадко-накопления по сравнению с предшествующими взглядами (Страхов и др.) состоит в том, что в рассматриваемом случае дается конкретная оценка значения для понимания процессов седиментации отдельных компонентов осадка (осадочной породы) в историческом аспекте. Такой подход принципиально меняет методологию ретроспективных седиментационных реконструкций и расшифровки условий, определяющих особенности формирования осадочных полезных ископаемых на разных возрастных уровнях.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА И ОСАДОЧНОГО РУДОГЕНЕЗА
В ПРОТЕРОЗОЕ И ФАНЕРОЗОЕ

Изучение минерального и химического состава глинистого вещества верхнепротерозойских и фанерозойских отложений Сибирской платформы, ее обрамления, Русской платформы, Урала, Средней Азии, Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангской впадины проводилось по методу параметрического описания, позволяющему количественно оценить некоторые особенности литогенеза (в понимании Н. М. Страхова) и осадочного рудогенеза (Акульшина, 1976).

Интенсивность химического выветривания
и климат водосборной суши

Первые достоверные каолиновые коры выветривания известны с нижнего протерозоя. Они показывают, что 2,8 млрд. лет тому назад направленность процессов выветривания была такой же, как в фанерозое. Однако выявленные особенности состава глинистого вещества позднепротерозойских и фанерозойских отложений свидетельствуют о некоторых различиях процессов литогенеза, протекавших на разных этапах истории Земли.

От протерозоя до мезозоя в составе глинистого вещества уменьшается содержание гидрослюда, увеличивается доля хлорита, монтмориллонита и смешанослойных образований. В рассматриваемом временном интервале по соотношению разных групп глинистых минералов выделяются различные между собой ассоциации, по которым можно наметить четыре главных этапа.

Первый этап — протерозойский — характеризуется преобладанием гидрослюдистых минералов, менее значительным количеством хлорита и незначительным — смешанослойных образований. Каолинит встречается на определенных стратиграфических уровнях, где в зависимости от фациальных обстановок содержание его меняется. В венде в составе глинистого вещества увеличивается количество хлорита. На втором — нижнепалеозойском этапе, особенно в кембрийский период, заметно увеличивается содержание хлоритов. В областях аридного климата хлорит составляет большую часть глинистого вещества. Ордовикско-силурий-

ский период характеризуется уменьшением доли хлоритов, возрастанием смешанослойных образований. На третьем - верхнепалеозойском этапе резко снижается содержание гидрослюда, увеличивается количество смешанослойных образований и монтмориллонита. В девоне в районах аридного климата широко распространен магнетитовый монтмориллонит. На четвертом - мезозойском этапе усиливается тенденция предыдущего времени, увеличивается не только содержание, но и разновидности смешанослойных образований, уменьшается доля гидрослюда. В течение всего палеозойского периода содержание каолинита возрастает на определенных стратиграфических уровнях (Акулышина, 1976).

Наибольшее обогащение глинистого вещества каолинитом отмечается в мукунской серии Анабарского щита и кординской свите Енисейского кряжа нижнего рифея; в низах и верхней половине среднего рифея Енисейского кряжа, Западного Прибайкалья, Юдомо-Майского прогиба и Учуро-Майской плиты; в низах и верхах верхнего рифея Енисейского кряжа, Юдомо-Майского прогиба, юго-западного склона Анабарского щита; в вендских отложениях Игарского района, западного склона Анабарского щита, Приангарья и Юдомо-Майского прогиба; в верхней части нижнего и среднего кембрия Игарского района, Приангарья и Алданского щита; в среднем, верхнем ордовике Тунгусской синеклизы и Туруханского района; в верхах среднего, верхнего девона, среднем и верхнем карбоне, верхней перми Норильского района, Тунгусской синеклизы; нижней юре, верхах нижнего мела Среднего Приобья.

В протерозое и фанерозое периодически меняется соотношение алюминия и натрия, калия и натрия в глинистом веществе, величина которых зависит от интенсивности химического выветривания. Увеличение этих отношений, свидетельствующее об усилении химического выветривания в областях денудации Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты, происходило в мукунское и кординское время нижнего рифея, в начале и второй половине среднего рифея, начале и конце верхнего рифея, второй половине венда, конце нижнего - начале среднего кембрия, среднем и верхнем ордовике, среднем и верхнем девоне, верхней перми, нижней и верхней юре.

От протерозоя до мезозоя содержание натрия в глинистом веществе увеличивается, калия — уменьшается, характеризуя направленность процесса глинообразования. О значительном масштабе изменений свидетельствует величина отношения алюминия к натрию, максимальные значения которой для верхнепротерозойского этапа равны 300–600, ниже-среднепалеозойского — 200–300, верхнепалеозойского — 100–140, мезозойского — 60–100. Уменьшения отношения алюминия к натрию, калия к натрию в глинистом веществе обусловлено спадом интенсивности химического выветривания от рифея до мезозоя. Особенности геохимии алюминия и железа в литогенезе также указывают на более интенсивное химическое выветривание в докембрии (Акульшина, 1980).

По химическому и минеральному составу глинистого вещества установлено, что в протерозое и фанерозое в пределах Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты происходила периодическая смена гумидных и аридных климатических условий в областях денудации, продуцирующих глинистое вещество. Периоды аридизации и гумидизации климата имели разную продолжительность и характеризовались разной интенсивностью. Выявленная периодичность отражает процессы разного порядка. Периоды относительной аридизации климата, охватывающие ранний рифей (мукуновское и кординское время), первую половину среднего рифея (сухопитское, тотгинское время), венд-палеозой, а также соответствующие им периоды относительной гумидизации во второй половине среднего рифея (тунгусивское, малгинское и ципандинское время), позднем рифее и мезозое, относятся к крупному (первому) порядку и называются этапами.

Венд-палеозойский этап, наиболее детально изученный, состоит из периодов аридизации и гумидизации более мелкого (второго) порядка. Периоды аридизации охватывают конец венда — кембрий, конец силура — начало девона, конец карбона — пермь и чередуются с периодами гумидизации климата, занимающими начало венда, конец ордовика — начало силура, конец девона — начало карбона. В пределах венд-палеозойского этапа периоды аридизации климата имеют большую продолжительность и интенсивность относительно периодов гумидизации.

От рифея до мезозоя уменьшалась щелочность среды выветривания аридных эпох. Периоды максимальной аридизации климата характеризуются величиной отношения алюминия к титану 80-280 в раннем рифее, 30-220 в среднем, 30-190, 30-190 в позднем, 30-170 в венде, 30-90 в раннем кембрии, 25-30 в девоне, 25-80 в перми, 20-30 в ранней юре-неокоме. Наиболее щелочные условия выветривания и соответствующая им наибольшая аридизация климата в раннем рифее сменились менее щелочной средой выветривания и семиаридным климатом в мезозое. Понижение щелочности среды выветривания происходило интенсивнее в рифее, слабее - в палеозое. Резкие изменения отмечаются на рубежах ранний - средний рифей, вэнд - кембрий, в девоне и, возможно, перми (Акульшина, 1980).

Выявленные изменения физико-химических условий среды выветривания на суше хорошо совпадают с этапами развития органического, в том числе растительного, мира. Известно, что в конце протерозоя водоросли вышли из морских бассейнов и начали заселять сушу, на рубеже вэнд - кембрий произошли значительные изменения в развитии органической жизни и атмосферы, в начале девона началось заселение суши наземными растениями. Наблюдаемая в фанерозое направленность и периодичность изменения щелочности условий выветривания свидетельствуют о циклично возрастающем поступлении кислорода в атмосферу. Вывод о понижении щелочности среды выветривания от рифея до мезозоя подтверждает представление о щелочных поверхностных и грунтовых водах раннего протерозоя, которые в возрастном интервале от среднего протерозоя до девона приобретали более кислый характер, теряя аммоний и аммиак. Начиная с девона их состав приближался к современному типу.

Предполагаемая схема эволюции климата согласуется с этапами соленакопления и образования красноцветных формаций в верхнем протерозое и фанерозое. Раннерифейский период аридизации климата соответствует образованию красноцветных терригенных отложений мукунской серии, характерной особенностью которых является железистый цемент (гидроокислы железа), а также скопления гематита. В среднерифейский период аридизации климата известны следы эвапоритов. Позднерифейский-вэндский этап также характеризуется развитием эвапоритовых образо-

ваний, которые ассоциируются с породами, содержащими сингенетичные прослой гематита.

Изменение климата в фанерозое коррелируется с детально-изученными этапами соленакопления этого периода. Кембрийскому периоду наиболее интенсивной в палеозое аридизации климата соответствует эпоха грандиозного соленакопления. В девонский период аридизации климата, характеризующейся меньшей интенсивностью относительно кембрийского, соленакопление было значительно меньшего масштаба, с образованием красноцветных отложений, содержащих прослой гипса и ангидрита. Пермский период аридизации климата в центральной части Сибирской платформы проявился лишь на водосборной суше и отражается в химическом и минеральном составе глинистого вещества. Продуктами аридизации климата в верхней юре и неокоме являются красноцветные отложения южной окраины Западной Сибири.

Фациальные обстановки и режим бассейнов

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе зависит от фациальной обстановки, в которой шло накопление осадка. В морских отложениях повышается содержание бора, ванадия, цинка, свинца и меди, в прибрежных — титана, хрома, галлия, циркония и кобальта. Статистическое изучение осадков разных фаций показывает, что величина отношения бор-галлий в глинистом веществе характеризует соленость вод бассейна седиментации и удаленность водосборной суши (табл.). Возрастание данного отношения по разрезу (во времени) соответствует трансгрессии, убывание — регрессии бассейна седиментации.

В позднем протерозое и фанерозое среднее содержание бора в глинистом веществе меняется направленно и периодически. Количество бора увеличивается в течение рифея к венду, уменьшается в палеозое и вновь возрастает в начале мезозоя. Направленное изменение в пределах крупных этапов — рифейско-вендском, палеозойском и мезозойском^{*)} осложняется колебаниями меньшего порядка. Относительное повышение содержания бора происходит в

*) Имеются данные только для начала этапа.

среднем рифее, венде, раннем кембрии, ордовике, девоне, триасе и юре; понижение - в раннем рифее, позднем рифее, позднем кембрии, позднем ордовике - силуре, среднем позднем карбоне - ранней перми (Акулышина, 1980).

Параметрическим описанием фациальных обстановок и режима бассейнов седиментации выявлено, что прибрежные пресноводные и прибрежно-морские обстановки существовали уже в раннем рифее, но распространенность их в разные периоды геологической истории менялась, уменьшаясь в течение рифея и нарастая к концу фанерозоя. Максимальное распространение они имели в средне-верхнекаменноугольную эпоху и пермский период. Периодичность процесса развития бассейнов проявилась в расширении площадей прибрежных пресноводных и прибрежно-морских обстановок в первой половине среднего рифея, позднем рифее, позднем кембрии, среднем, позднем карбоне и перми. Соответственно менялись относительные размеры морских бассейнов седиментации, происходило уменьшение их площадей от рифея к мезозою. Максимальные водные пространства существовали в среднем рифее^{*}, минимальные - в среднем, позднем карбоне и перми. На фоне направленного уменьшения размеров морских бассейнов площади акваторий относительно возрастали во второй половине среднего рифея, в венде, кембрии, девоне, юре. При этом в каждом последующем периоде размеры морских бассейнов были меньше, чем в предыдущем. Приведенное выше свидетельствует о направленности и периодичности этого процесса в течение рифея и фанерозоя на Сибирской платформе, ее обрамлении, Западно-Сибирской плите и Енисей-Хатангском прогибе.

Описанная по геохимическим особенностям глинистого вещества эволюция морских бассейнов хорошо согласуется с глобальными эвстатическими колебаниями в фанерозое, установленными по площади морей в процентах от общей площади континентальных блоков, и не противоречит представлениям о значительных глубинах морских бассейнов геологического прошлого. Увеличение содержания бора в глинистом веществе относительно

*) Нижний рифей изучен недостаточно.

Таблица

Корреляция средних значений $V: \gamma_a$ для морских и пресноводных отложений верхнего протерозоя и палеозоя

Возраст	Фашии		
	Пресновод- ные	Прибрежные опресненные	Морские
Верхний протерозой	1,0	4,3	7
Кембрий	1,0	-	27
Ордовик	-	-	16
Силур	-	4,3	7
Девон	-	5,0	13
Карбон (средний, верхний)	2,6	6,0	14
Карбон + пермь	1,0	3,5	8

галлия соответствует талассократическим эпохам, когда существовали максимальные пространства, занятые морем, снижение — геократическим эпохам или уменьшению площадей морских бассейнов.

Особенности осадочного рудогенеза

В процессе выветривания миграция химических элементов имеет две формы: растворы и взвеси, соотношение их непостоянно и меняется в зависимости от многих факторов, главным из которых является интенсивность выветривания. С усилением химического выветривания возрастает доля растворов, повышается химическая дифференциация глинистого вещества (зрелость) и соответственно увеличивается масса элементов, адсорбированных глинистым веществом из растворов.

В глинистом веществе протерозойских и фанерозойских осадков содержание титана, хрома, никеля, кобальта, ванадия, свинца, меди и других элементов превышает содержание их в природе в десятки, сотни и тысячи раз.

При изучении геохимических особенностей глинистого вещества выявлена связь между рудопроявлениями свинца, цинка, меди, марганца и глинистым веществом рудовмещающих карбонатных и терригенных пород рифея, венда и нижнего палеозоя Кго-Восточной

Якутии, Енисейского края и Прибайкалья. Такая же связь установлена для золотосодержащих отложений подсветы пестрый бесапан ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдытау Центральных Кызыл-Кумов.

Рифейско-вендские и нижнекембрийские отложения Юго-Восточной Якутии характеризуются свинцово-цинковой, медной минерализацией и рудоносностью, которые проявляются на следующих стратиграфических уровнях (свитах и подсветах): 1) в талынской, энинской, 2) бикской, мускельской, омнинской, 3) малгинской, 4) лахандинской, 5) низах, середине и верхах устькирбинской, 6) верхнеждомской, 7) пестроцветной.

Минеральный и химический состав глинистого вещества отложений майской серии меняется направленно и периодически, при этом происходит увеличение концентрации свинца, цинка, меди, марганца, титана, никеля, хрома, ванадия, кобальта и циркония на следующих стратиграфических уровнях: эннинская, омнинская, малгинская, ципандинская, лахандинская свиты; талынская, бикская, мускельская, дугинская, вильская, сэтмуяльская свиты (Акульшина, Пономарев, 1979).

Отложения майской серии образовались в течение единого цикла осадконакопления при трансгрессивном развитии бассейна седиментации, периодически осложнявшемся регрессиями меньшего порядка. Циклу осадконакопления соответствует также направленное и периодическое усиление химического выветривания на водосборной суше, обусловившее увеличение зрелости глинистого вещества, возрастание массы элементов, мигрирующих в растворах и сорбированных глинистым веществом. Отражением этого процесса явились концентрация химических элементов в глинистом веществе и рудопроявления свинца, цинка, меди и других элементов на стратиграфических уровнях, соответствующих этапам осадочных циклов разного порядка.

Аналогичное изменение состава глинистого вещества и распределение химических элементов, связанных с ним, имеет вышележащий комплекс рифейско-вендских и нижнекембрийских карбонатно-терригенных и карбонатных пород. Повышенная концентрация меди, свинца, марганца, хрома, ванадия, цинка, титана, никеля в глинистом веществе отмечается примерно в средней части

кандыкской свиты, в верхних горизонтах устькирбинской свиты в верхнеюдомской подсвите. Содержание меди, свинца и цинка на этих уровнях находится в тех же пределах, что на мускельском и лахандинском уровнях среднерифейского цикла осадконакопления (Акулыгина, Казаненко, 1979).

Осадки кандыкской, устькирбинской, юдомской и пестроцветной свит отложились в течение единого цикла осадконакопления при тенденции трансгрессивного развития бассейна седиментации^{ж)}. В период от кандыкского до юдомского времени проявляется направленное и периодическое изменение интенсивности химического выветривания и зрелости глинистого вещества. Периодичность этого процесса отражается в концентрации химических элементов в глинистом веществе на определенных стратиграфических уровнях (в середине кандыкского, конце устькирбинского, конце юдомского, начале пестроцветного времени). На этих же уровнях сосредоточены рудопроявления и рудная минерализация.

Енисейский кряж является одним из перспективных регионов Сибирского краевого полиметаллического пояса. В пределах его западной части выявлены месторождения, рудопроявления и рудная минерализация. Известные к настоящему времени месторождения и рудопроявления приурочены большей частью к отложениям тунгусикской серии, и значительно меньшей — к сухопитской. Рудопроявления и рудная минерализация выявлены на следующих стратиграфических уровнях (свитах): 1) тисская, 2) погоруйская, 3) потоскуйская, 4) шунтарская, 5) токминская и Сухого хребта.

В среднем рифее Енисейского кряжа выделяются два цикла осадконакопления. В первом — в течение сухопитского периода — при устойчивом существовании аридного климата происходило понижение интенсивности химического выветривания и преобладало регрессивное развитие бассейнов. Во втором — в тунгусикский период — при преимущественно тумидном климате интенсивность химического выветривания нарастала, преобладало трансгрессивное развитие бассейна седиментации. На фоне двух крупных циклов осадконакопления происходили периодические (меньшего по-

ж) Иниканская свита, вероятно, характеризует собой переход к следующему циклу осадконакопления.

рядка) изменения физико-химических условий, способствовавших образованию нескольких уровней высокой зрелости глинистого вещества, обогащенного рудными и другими элементами. В сухопитской свите они выражены слабее, в тунгусикской — интенсивнее.

Байкальский комплекс Западного Прибайкалья, с угловым несогласием залегающий на пенепленизированных ниже-средне — протерозойских гранитах, эффузивах и глинистых сланцах, по литологическим особенностям делится на три свиты: голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую. Карбонатные и карбонатно-терригенные породы верхней подсвиты голоустенской свиты, нижней подсвиты улунтуйской и верхней части качергатской свит содержат свинцово-цинковые и медные руды и рудную минерализацию.

Байкальский комплекс представляет единую осадочную серию, характеризующуюся ритмичными строениями. В течение всего байкальского периода развивалась трансгрессия, на фоне которой возникали регрессии меньшего порядка, причем каждая последующая регрессия была слабее предыдущей. От голоустенского до улунтуйского времени направленно и периодически понижалась интенсивность химического выветривания и соответственно уменьшалась зрелость глинистого вещества. Отражением этого процесса является существование определенных стратиграфических уровней, глинистое вещество которых имеет повышенную зрелость и большую концентрацию химических элементов. Повышение концентрации никеля, цинка, бария, циркония, меди, хрома, марганца, ванадия и свинца в глинистом веществе происходит на нижнеголоустенском, верхнеголоустенском — нижеулунтуйском, верхнеулунтуйском, верхнекачергатском уровнях, которым соответствуют рудопроявления свинца, цинка, меди и других металлов.

В районе Южного Тамдытау отложения подсвиты пестрой бесапан ауминза-бесапанского комплекса являются золотосодержащими. В глинистом веществе подсвит верхнетасказганской и пестрого бесапана содержание марганца, титана, бора, цинка, свинца, меди, никеля и золота повышено относительно других подразделений ауминза-бесапанского комплекса, содержание золота превышает кларковое в сланцах.

Ауминза-бесапанский комплекс имеет сложное цикличное строение, в пределах которого подсвиты верхнеказганская и пестрого бесапана представляют собой самостоятельные осадочные циклы. Верхнетасказганский цикл образовался при усилении химического выветривания от слабого в начале до интенсивного в конце, при усиливающейся аридизации климата, на фоне которой чередование гумидных и аридных периодов сменилось затем устойчивым аридным климатом, при трансгрессивном режиме бассейна, обусловившем последовательную смену обстановок прибрежных прибрежно-морскими и в самом конце - морскими. Подсвета пестрый бесапан является осадочным циклом крупного порядка, состоящим из циклов мелкого порядка, формирование которых протекало при нарастании химического выветривания от слабого до сильного. При тенденции общего его усиления были периодические понижения и повышания. Одновременно происходила гумидизация климата, на фоне которой чередовались аридные и гумидные эпохи. В первой половине бесапанского времени проявилась тенденция трансгрессии, осложнявшаяся регрессиями и трансгрессиями меньшего порядка. При регрессиях возникали пресноводные и прибрежные опресненные обстановки, при трансгрессиях - прибрежно-морские и морские. Во второй половине пестробесапанского времени при тенденции регрессивного развития преобладали прибрежные обстановки (Акульшина, Писарева, 1980).

Повышенное содержание золота в ауминза-бесапанском комплексе отмечается на стратиграфических уровнях, осадки которых имеют глинистое вещество высокой зрелости, образовались при чередовании гумидных и аридных климатических условий (преобладали последние), в пресноводных, прибрежных и прибрежно-морских обстановках.

В заключение о связи глинистого вещества и осадочного рудогенеза следует отметить, что глинистое вещество интенсивно адсорбирует железо, никель, медь, свинец, хром, ванадий, бор, золото и другие элементы. В результате этого процесса накапливаются огромные массы рудных элементов в осадочных толщах. Стратиформные рудопроявления и месторождения приурочены к уровням зрелого глинистого вещества, завершающим циклы осадко-накопления. Интенсивность рудопроявлений зависит от степени

химического выветривания и климата на водосборной суше, от фациальных обстановок и режима бассейна седиментации. Благоприятными для концентрации некоторых рудных элементов в осадке являются: интенсивное химическое выветривание при чередовании гумидных и аридных климатических условий; морские обстановки седиментации при значительной трансгрессии для свинца и цинка, прибрежные, прибрежно-морские — для меди и золота. Уровням, завершающим циклы осадконакопления более крупного порядка, соответствуют более мощные рудопроявления. Отмеченное выше дает основание считать, что источником значительной части рудных компонентов в стратиформных месторождениях является глинистое вещество вмещающих пород (Акульшина, Пономарев, 1979).

С. В. Сараев

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОХИМИЯ И ЛИТОЛОГИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В последние годы все большее внимание исследователей привлекают углеродистые отложения (черные сланцы). Это обусловлено установленной тесной парагенетической связью многих полезных ископаемых с углеродистыми отложениями. В данной статье приводятся основные результаты сравнительного изучения черносланцевых толщ двух золоторудных районов — Центральных Кызылкумов (ауминза-бесапанский комплекс) и Енисейского кряжа (сухопитская серия).

Один из вариантов литолого-стратиграфического расчленения домезозойских вулканогенно-осадочных образований в районе Южного Тамдытау предполагает следующую последовательность отложений (снизу вверх): ауминзинская свита (сланяные сланцы и слдяные кварциты), нижнетасказганская подсвита (кремнистые породы с подчиненными углеродистыми сланцами, карбонатными породами, метавулканитами основного состава и метатерригенными породами), верхнетасказганская подсвита (сланцисто-кварцевые и кварц-сланцистые сланцы, феллиты, мета-

песчаники, редкие линзы силицитов); нижнебесапанская подсвета (кварцито-песчаники, филлиты, подстилают подсвету базальные гравелиты), верхнебесапанская подсвета - "пестрый бесапан" (алевролиты, песчаники с прослоями гравийных пород полимиктового состава, филлиты, глинистые сланцы, прослои и линзы силицитов), подсвета "зеленый бесапан" (песчаники с прослоями глинистых сланцев, редкие линзочки гравелитов). Наибольший интерес представляют отложения подсветы "пестрый бесапан", обладающие повышенной кларковой золотоносностью и вмещающие большую часть золоторудных месторождений и рудопроявлений Центральных Кызылкумов.

Сухопитская серия Енисейского кряжа ранне-среднерифейского возраста представлена следующими отложениями (снизу вверх): кординская свита (микrokристаллические биотитовые сланцы с прослоями кварцитов и конгломератов), горбилокская свита (серицит-хлоритовые сланцы - часто с магнетитом), удерейская свита (филлиты, глинистые, алевроито-глинистые, алевроитовые сланцы с редкими прослоями песчаников), погорьйская свита (алевроитовые, алевроито-глинистые, глинистые сланцы с прослоями песчаников, кварцитов), сосновская свита (карбонатно-глинистые, алевроито-глинистые сланцы, глинистые известняки, известняки, доломиты). В разрезе серии повышенной кларковой золотоносностью характеризуется удерейская свита. Отложения этой свиты вмещают большую часть золоторудных месторождений и рудопроявлений.

Рассматриваемые черносланцевые отложения двух районов претерпели близкие по степени проявления постседиментационные преобразования и метаморфизм: от стадий метагенеза (подсветы "пестрый бесапан", "зеленый бесапан", нижнебесапанская, свиты сосновская, погорьйская, удерейская, частично горбилокская) до мусковит-хлоритовой (горбилокская, верхнетасказганская, частично нижнебесапанская подсветы) и биотитовой (частично верхнетасказганская, кординская свита) субфаций регионального метаморфизма.

Для петрохимической характеристики отложений выделены следующие типы пород: метааргиллиты, метаалевролиты, метапесчаники, силициты, карбонаты, смешанные карбонатно-терригенные породы.

Таблица I

Петрохимические параметры состава типов пород
ауминистра-бесапанского комплекса и сухопитской серии

Свита, подсвита	Тип пород	Г	М	А	К	Na ₂ O	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe+Mn
						K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	Ti
"Зеленый бесапан"	Глинистые сланцы	0,147		103	27	0,29	13,89	0,32	9,5
	Алевритовые сланцы	0,071		51	-12	0,97	5,04	0,17	6,7
	Песчаники	0,048		26	-14	1,18	4,74	0,12	8,9
"Пестрый бесапан"	Силициты	0,01		3	1	0,34	10,6	0,01	28,25
	Карбонатные породы		0,746	7	1	0,28	14,28	0,06	14,4
	Глинистые сланцы	0,144		119	28	0,28	15,53	0,35	7,9
	Алевритовые сланцы	0,049		45	-20	1,24	4,47	0,15	5,5
	Песчаники	0,036		31	-16	1,43	4,35	0,10	6,8
Нижне- бесапан-	Метааргиллиты	0,176		99	11	0,50	8,51	0,33	9,6
скаяз	Метаалевролиты	0,079		36	-39	2,08	3,43	0,17	8,4
	Метапесчаники	0,057		34	-25	1,85	3,87	0,12	7,8
Верхне- гасказ-	Метааргиллиты	0,208		141	26	0,34	13,17	0,47	9,25
ганская	Метаалевролиты	0,05		49	-26	1,44	4,15	0,16	5,6
	Метапесчаники	0,037		19	-20	1,65	3,28	0,08	5,8
Соснов- ская	Карбонатные породы		0,019	-3	-1	1,71	0	0	16,9
	Карбонатно-терриген- ные породы		0,18	33	-5	0,84	5,23	0,15	16,1
	Алеврито-глинистые сланцы	0,097		78	4	0,59	7,43	0,22	7,9
Погорь- ская	Глинистые сланцы	0,093		92	8	0,55	7,86	0,27	6,6
	Алевритовые сланцы	0,086		79	1	0,63	7,24	0,23	7,1
	Песчаники	0,035		23	-17	1,4	3,62	0,09	13,4
Удерей- ская	Глинистые сланцы	0,150		131	15	0,37	16,38	0,33	9,2
	Алевритовые сланцы	0,155		100	10	0,38	16,66	0,24	8,6
Горюлок- ская	Карбонатные породы		0,81	15	6	0,11	28,33	0,17	13,3
	Карбонатно-глинис- тые породы		1,01	55	8	0,42	9,67	0,21	9,75
	Метааргиллиты	0,17		118	10	0,46	12,82	0,32	10,5
	Метаалевролиты	0,142		71	13	0,44	8,40	0,23	9,4
Кордин- ская	Метаалевролиты	0,131	60	60	12	0,48	7,48	0,23	10,8

Примечание: $G = (MgO + FeO + Fe_2O_3) : SiO_2$; $M = MgO : CaO$;
 $A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$; $K = K_2O - Na_2O$; Г, М, А, К - рассчитываются в формульных количествах.

Петрохимические параметры типов пород черносланцевых толщ приведены в табл. I. Анализ этой таблицы показывает, что основность (параметр F) в глинистых породах ауминза-бесапанского комплекса снижается снизу вверх по разрезу до подсвит "пестрый" и "зеленый бесапан". Эта же тенденция наблюдается и для глинистых пород сукопитской серии. Значения параметра F для глинистых пород подсвита "пестрый бесапан" и удерейской свиты сопоставимы. Частная глиноземистость (параметр A) и коэффициент зрелости Al_2O_3/Na_2O глинистых пород принимают высокие значения в свитах, характеризующихся повышенной золотоносностью. Кроме этого, высокие значения глиноземистости и химической зрелости глинистых пород характерны в Центральных Кызылкумах и для предшествующих, но не подстилающих подсвиту "пестрый бесапан", отложений. Значения частной глиноземистости и химической зрелости глинистых пород удерейской свиты несколько превышают таковые для подсвита "пестрый бесапан". Аллюмо-кремневый модуль для глинистых пород большинства рассматриваемых свит Кызылкумов и Енисейского края одинаков, повышенное значение его наблюдается лишь для верхнетаскаганской подсвита. Коэффициент Na_2O/K_2O и имеющий противоположную направленность параметр K достигают экстремальных значений в глинистых породах подсвита "пестрый бесапан" и удерейской свиты, указывая таким образом на возможно наименьшее по сравнению с другими свитами влияние процессов вулканизма при образовании осадков этих свит. Более низкие величины коэффициента Na_2O/K_2O и соответственно наиболее высокие параметры K характерны для глинистых пород подсвита "пестрый бесапан" сравнительно с глинистыми породами удерейской свитой. Значения железо-марганцево-титанового модуля, предложенного Н.М.Страховым для установления в осадках эксгальвативного материала, для глинистых пород рассматриваемых отложений соответствуют величинам, типичным для терригенных пород.

Если в химизме глинистых пород двух рассматриваемых районов наблюдается много общих черт, то металавевролиты существенно различаются по абсолютным значениям всех петрохимических характеристик. В наиболее общем виде это различие заключается в том, что алевритовые породы ауминза-бесапанского комплекса

по химическому составу тяготеет к песчаникам, а метаалевролиты сухопитской серии — к метааргиллитам. В метаалевролитах свит сухопитской серии достаточно контрастно происходит изменение по разрезу частной глиноземистости и коэффициента зрелости. Максимальные значения их характерны для метаалевролитов удерейской свиты. Вариации этих параметров в разрезе ауминза-бесапанского комплекса имеют сглаженный характер. Абсолютные значения этих параметров выше в алевритовых породах сухопитской серии. Величины алюмо-кремневого модуля очень близки для метаалевролитов различных свит каждого из районов и колеблются от 0,15 до 0,17 для ауминза-бесапанского комплекса и от 0,22 до 0,24 — для сухопитской серии. Наиболее контрастно различаются метаалевролиты сравниваемых районов по значениям параметров K и Na_2O/K_2O . Если в метаалевролитах сухопитской серии наблюдается, так же как и в глинистых сланцах, преобладание K над Na , то в метаалевролитах ауминза-бесапанского комплекса соотношение щелочей противоположное, характерное для песчаников. Величины железомарганцево-титанового модуля для рассматриваемого типа пород соответствуют нижнему пределу его значений для типично терригенных пород.

Максимальные значения основности в метапесчаниках ауминза-бесапанского комплекса характерны для нижнебесапанской подсвиты. Частная глиноземистость и коэффициент химической зрелости песчаников имеют сглаженный характер распределения по разрезу. Судя по коэффициенту минеральной зрелости, наибольшей зрелости достигли породы верхнетасказганской подсвиты и подсвиты "пестрый бесапан"; подобными же значениями коэффициента зрелости характеризуются песчаники погорьской свиты.

Карбонаты являются второстепенными породами рассматриваемой формации. В изученной части разреза ауминза-бесапанского комплекса они слагают только обособленные линзовидные тела среди силицитов подсвиты "пестрый бесапан". В сухопитской серии карбонатные породы известны в нижней части горбилокской свиты, более широко распространены в сосновской свите. По соотношению суммы щелочей и глинозема и щелочей между собой известковые доломиты подсвиты "пестрый бесапан" принадлежат переходным от терригенно-осадочных к вулканогенно-осадочным

фациям, доломиты и смешанные породы горбилокской свиты - к терригенно-осадочным фациям, карбонаты и карбонатно-терригенные породы сосновской свиты - к отдаленным вулканогенно-осадочным фациям. На последнее обстоятельство указывают также повышенные по сравнению со всеми другими свитами содержание Mn и значения железо-марганцево-титанового модуля.

Силициты подсвиты "пестрый бесапан" характеризуются почти мономинеральным кварцевым составом с изменчивой в количественном отношении примесью углеродистого вещества. На хемогенную природу этого типа пород указывают отсутствие в составе кластогенных аксессуарных минералов, реликты колломорфной текстуры, значения железо-марганцево-титанового модуля более 25, свидетельствующие о наличии в первичном осадке эксгальтативного компонента.

По химическому составу глинистые породы ауминза-бесапанского комплекса и сухопитской серии наиболее близки к группе гидрослюдистых глин, хотя для глинистых и алевроито-глинистых пород нижнебесапанской подсвиты и сосновской свиты характерны переходные к монтмориллонитовым глинам осадки.

Метапесчаники и метаалевролиты верхнетасказганской подсвиты по химическому и минеральному составу относятся к аркозам и субграуваккам, часть метаалевролитов этой подсвиты принадлежит грауваккам, большая часть кластогенных пород нижнебесапанской подсвиты является граувакками, меньшая субграувакками; большая часть песчаников и алевролитов подсвиты "пестрый бесапан" соответствует аркозам, меньшая - субграуваккам. Метаалевролиты кординской свиты относятся к грауваккам, песчаники погорьской свиты - к аркозам. Алевролитовые породы горбилокской, удерейской и сосновской свиты близки по составу к глинистым породам соответствующих свит.

Расчитанные по методике А.А.Предовского приблизительные количественные оценки интенсивности выветривания во время формирования отложений ауминза-бесапанского комплекса и сухопитской серии свидетельствуют о том, что толщам, характеризующимся повышенной кларковой золотоносностью, соответствуют уровни относительно высокой интенсивности выветривания.

Глинистые сланцы подсвиты "пестрый бесапан" и удерейской свиты обогащены В, Ti, V, Cu, Ga, Ba обеднены Mn, Sr, Pb ;

в удерейской свите содержатся повышенные количества Co, Zr, пониженные - Ni; в подсвите "пестрый бесапан" повышенные V, Zn, Ag, пониженные - Ni, Co, Rb.

Алевритовые породы удерейской свиты и подсвиты "пестрый бесапан" относительно глини (по К.Таркяну и К.Ведеполу) обогащены B, V, Zr, Ba, обеднены Mn, Ni, Cu, Ga, Sr, Pb; в подсвите "пестрый бесапан" в алевритовых породах содержатся повышенные количества Zn, Ag, пониженные - Li, Ti, Cr, Co, Rb; в удерейской свите - повышенные Ti, Co, пониженные - Zn. Песчаники подсвиты "пестрый бесапан" содержат повышенные количества B, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Zr, Ag, Cs, Ba, пониженные - Li, Rb, Pb.

Силициты подсвиты "пестрый бесапан" относительно средних содержаний в глинах, по К.Таркяну и К.Ведеполу, обогащены B, V, Cr, Cu, Ag, и обеднены Li, Ti, Mn, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Cs, Ba, Pb. Карбонатные породы в этой же подсвите содержат повышенные количества V, Cr, Co, Ni, Cu, Rb, Ga, Rb, Zr, Ag, Cs, Ba, Pb, пониженные - Li, B, Mn, Sr.

Изучение характера распределения концентраций 14 элементов (B, P, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Ba, Pb) по исходным петрографическим разностям пород (песчаники-алевролиты-аргиллиты-мергели-карбонаты) показало, что в удерейской свите и подсвите "пестрый бесапан" наблюдается сглаженно-упорядоченный тип распределения элементов с некоторыми чертами пестрого, коэффициент распределения (K_p) равен соответственно 0,86 и 0,79. Пестрый тип распределения характерен для Ni и Fe в удерейской свите и Sr, Ba, P в подсвите "пестрый бесапан".

Сглаженно-упорядоченным распределением элементов характеризуются горбилюкская свита ($K_p = 0,86$) и верхнетаскаганская ($K_p = 0,93$). Подсвиты нижебесапанская ($K_p = 0,64$), зеленый бесапан" ($K_p = 0,36$), свиты погоруйская ($K_p = 0,29$), сосновская ($K_p = 0,64$), характеризуются пестрым и переходным от пестрого к упорядоченному типами.

Соотношения Sr и Ba, B и Ga, B и Li, B и P в породах и глинистых фракциях и результаты текстурного

анализа свидетельствуют о том, что формирование рассматриваемых отложений двух районов происходило преимущественно в пресноводных, прибрежно-морских условиях и только накопление части осадков сосновской свиты, главным образом карбонатных, происходило в морских условиях. Отсутствие характерных для континентальных обстановок положительных корреляционных связей между Sr и Ba (за исключением нижнебесапанской подсвиты) еще более конкретизирует обстановку осадконакопления. Ей отвечает переходная между морской и континентальной обстановкой зона, в которой происходит смешение больших масс пресных и морских вод. По-видимому, этим условиям отвечала дельтовая обстановка. Возникающие в этих условиях осадки обогащаются барием за счет реакции с осаждающим его сульфат-ионом морской воды.

Оценкой окислительно-восстановительных условий формирования осадков может служить отношение V/Cr , значения которого для рассматриваемых черносланцевых отложений соответствуют восстановительным фациям. Максимальные для двух разрезов и близкие между собой значения отношения V/Cr характерны для пород подсвиты "пестрый бесапан" и удерейской свиты.

Незначительные колебания по разрезам и низкие величины отношения V/Cr уменьшающие свои значения по мере удаления от выходов материнских пород, свидетельствуют об устойчиво существующем и сравнительно удаленном источнике питания при формировании рассматриваемых отложений.

В породах верхнетасказганской подсвиты обращают на себя внимание сравнительно слабые положительные связи между элементами группы железа и вхождение некоторых элементов этой группы в другие ассоциации. В подсвите "пестрый бесапан" наблюдается еще большее разобщение элементов этой группы, что свидетельствует о достаточно широко проявленном химическом выветривании. В нижнебесапанской подсвите большая часть элементов железа входит в одну ассоциацию, к которой присоединяются Zn и Pb. Положительная связь Sr и Ba в этой подсвите при преобладании в содержаниях Ba над Sr может свидетельствовать о существовании континентальных обстановок осадконакопления, а слабая разобщенность элементов группы железа о возможном преобладании механического выветривания.

Заключение

1. Изучение разрезов черносланцевых толщ в двух удаленных друг от друга районах показало, что в их литолого-геохимической характеристике существует много общих черт.

2. Степень постседиментационных и метаморфических преобразований отложений двух районов как в целом, так и частей разреза, обладающих повышенной кларковой золотоносностью, одинакова. Она характеризуется переходом от фаций метакристаллического метаморфизма к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

3. Изменение химизма пород снизу вверх по разрезу в направлении к золотоносным уровням разреза и в перекрывающих их отложениях имеет общие тенденции для двух районов, выражающиеся в наиболее высокой химической зрелости пород свит, обладающих повышенной кларковой золотоносностью. Высокие значения интенсивности выветривания свидетельствуют о стабилизации тектонического режима области питания во время накопления золотоносных свит.

4. Времени накопления осадков рассматриваемых черносланцевых толщ отвечают мелководные опресненные прибрежные обстановки с восстановительным характером среды.

5. Отличительной чертой сравниваемых золотоносных свит является более грубозернистый состав терригенных пород, более высокое содержание углеродистого вещества, большее разнообразие типов пород, в отложениях подсвиты "пестрый бесапан" сравнительно с удерейской свитой.

В.Г.Петров

К ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛОТКОВЫХ РОССЫПЕЙ ЗОЛОТА

Основным типом промышленных россыпей золотоносных районов являются аллювиальные россыпи, представляющие собой пластообразные тела с продуктивным слоем различной мощности, различного гранулометрического состава и глубины залегания от донной поверхности. По положению золотосодержащего слоя относи-

тельно коренных пород (плотика) принято подразделять россыпи на три группы: плотиковые, приплотиковые и надплотиковые.

В плотиковых россыпях золотоносный слой приурочен к трещинам коренных пород и к верхней, разрушенной части этих пород. При значительной разрушенности коренных пород весь золотоносный слой находится в этих породах. Мощность золотоносного слоя обычно 1,5–2 м. Переход от плотика к покрывающим его аллювиальным отложениям часто довольно постепенный, но вообще граница между ними достаточно ясная. Трещины скального плотика и рыхлые отложения (элювий) разрушенного плотика отличаются повышенной глинистостью. Нижняя часть золотоносного пласта в участках разрушенного плотика представляет собой структурный элювий, в котором выше по разрезу начинает появляться примесь аллювиального материала.

Приплотиковые россыпи отличаются от плотиковых расположением золотосодержащего слоя аллювия непосредственно на плотике, который обычно золото не содержит или содержит его только в самой верхней части, прилегающей к золотоносному слою, мощностью не более 10–20 см. Золотоносный слой сложен хорошо окатанной галькой пород различного состава, в значительной мере чуждого породам плотика, и может залегать прямо на плотике или отделяться от него тонким глинистым прослоем.

Надплотиковые россыпи представлены золотосодержащими слоями аллювия, расположенными в толще аллювиальных отложений на некоторой высоте от коренного ложа реки.

Детальное и систематическое геохимическое опробование осадочно-метаморфических отложений докембрия западной окраины Сибирской платформы выявило неравномерное распределение золота в стратиграфическом разрезе отложений региона и его преимущественную концентрацию в 7–9 стратиграфических уровнях, соответствующих свитам хребта Карпинского, панимбинской, кординской, удерейской, цогорьской, потоскуйской, шунтарской опорного разреза докембрия Енисейского кряжа, а также стрельногорской свите Туруханского поднятия и жайминской – Восточного Саяна. Содержание золота в горных породах выявленных уровней повышенной золотоносности обычно небольшое,

мощность обогащенных золотом пород колеблется от десятков до первых сотен метров (Петров, 1974, 1976).

Сравнение пространственного положения уровней повышенной золотоносности и известных золотоносных россыпей плотикового типа Енисейского кряжа и Восточного Саяна выявило тесную пространственную связь плотиковых россыпей с золотосодержащими осадочно-метаморфическими породами. В подавляющем большинстве случаев положение плотиковых россыпей и уровней повышенной золотоносности осадочно-метаморфических пород пространственно совпадает и при этом никакого перемещения россыпей вниз по течению от золотосодержащих пород, вскрываемых в плотике, не происходит. В тех же случаях, когда россыпи залегают в не содержащих золото плотиках, присутствие золотосодержащих пород в уничтоженной денудацией толще легко устанавливается геологическим построением на основе имеющихся карт. Таким образом, плотиковые россыпи оказываются элювиальными автохтонными, элювиально-коренными россыпями под элювиальными отложениями или, другими словами, элювиально-коренными россыпями, создаваемыми элювиальным процессом.

Как установлено при изучении золотоносности осадочно-метаморфических пород, самородное золото в них встречается в виде пластинчатых зерен и тонких прожилков - листочков, приуроченных к трещинам сланцеватости и кливажа. Подавляющее большинство подобных трещин в скальном массиве осадочно-метаморфических пород являются закрытыми. Раскрытие этих трещин и разрушение пород, распад их на обломки происходит лишь на земной поверхности и на небольшой глубине от нее. В этих условиях под действием воды, движения глинистого и тонкообломочного материала, действия морозного выветривания происходит механическое освобождение пластинок золота, "отшелушивание" его от стенок трещин и проникновение в самые нижние части их, с резким обеднением золотом верхних частей коренных выходов и созданием за счет этого повышенных концентраций золота элювиального типа.

Созданные таким способом элювиальные концентрации золота, по данным многочисленных исследователей (К.И. Богданович, В. Линдгрэн, Ю.А. Билибин и др.), бывают очень богатыми. Незначитель-

ное распространение элювиальных россыпей на земной поверхности объясняется очень небольшим сроком существования этих россыпей в общей истории формирования и перестройки рельефа горных стран. Рано или поздно элювиальная россыпь выходит на склон водораздела и разрушается склоновыми процессами.

Из всех форм рельефа земной поверхности наиболее древними являются реки и долины рек. Формирование этих форм рельефа длится сотни тысяч и миллионы лет, причем долины рек являются очень устойчивыми в пространстве. Как показывает рельеф высокогорных стран, даже при врезании на глубины в сотни метров и километры русла рек очень мало отклоняются в плане от своего первоначального положения, которое они занимали в начале эрозионного цикла. Таким образом, реки пропиливают толщи горных пород в буквальном смысле слова очень ровным "резом" и это обстоятельство является ключевым для понимания генезиса плотиковых россыпей.

По представлениям автора, когда река начинает прорезать толщу золотосодержащих осадочно-метаморфических пород, главным механизмом формирования плотиковой элювиально-коренной россыпи является элювиальное накопление не аллювиального, а коренного, рассеянного в данной горной породе золота в трещинах плотика в период глубинной эрозии за счет опережающей абразию миграции золота по непрерывно раскрывающимся трещинам скальной породы. Другими словами, формирование россыпи по времени совпадает с началом раскрытия всех тектонических и экзогенных трещин горных пород или с первой стадией развития коры выветривания по И.И. Гинзбургу, когда порода еще полностью сохраняет свой химический состав и скальное состояние. Таким образом, формирование первичных россыпей золота в стадию глубинной эрозии происходит не в русловых аллювиальных отложениях, а в горной породе на некоторой глубине от дна реки (0,2-50 м), когда порода еще сохраняет свою скальность, поэтому создаваемые таким способом концентрации золота и являются элювиально-коренными.

Следует подчеркнуть, что указанный процесс накопления частиц свободного золота наблюдается повсеместно в нижних частях площадных и линейных кор выветривания на склонах и водоразделах рек. Однако, вследствие чрезвычайной хаотичности, неравно-

мерности проявления денудации и склоновых процессов, в результате которых основными рельефообразующими факторами горного рельефа становятся обрушение и плоскостной смыв, развитие кор выветривания и накопление золота на склонах и водоразделах, как правило, не приводит к появлению промышленных концентраций, за исключением собственно элювиальных накоплений на выходах золоторудных месторождений на вершинах водоразделов и поверхностях выравнивания. Только глубинная эрозия реки, действуя долгое время в одном и том же месте, постоянно денудировав верхнюю часть коры выветривания ложа реки и тем самым заставляя с такой же скоростью углубляться нижнюю границу этой коры, способствует сохранению и накоплению золота вмещающих пород и формированию элювиально-коренной россыпи.

Золото, попадающее в русло реки со склонов долины (с делювиальными отложениями, при массовом обрушении скал и пр.) или оторванное от выступающих неровностей дна (такое золото является собственно аллювиальным) в период интенсивной глубинной эрозии не способно проникать в трещины плотика, как это представляют себе большинство исследователей. Все трещины в этот период заполнены и зацементированы глинистым и мелкообломочным материалом, утрамбованным непрерывными ударами перекатываемых валунов, поэтому аллювиальное золото активно переносится вместе с инстративным по терминологии В.В.Ламакина и И.П.Карташова аллювиом, как это установлено в молодых горных странах (Кавказ, Памир и т.д.), и отлагается там, где ему позволяют конкретные гидролого-геоморфологические условия, образуя приплотиковые и надплотиковые россыпи.

Золото элювиально-коренных россыпей не принесено из коренных источников, расположенных где-то выше по течению, а представляет собой накопленную часть того золота, которое содержалось в призме осадочно-метаморфических пород, уничтоженных рекой в процессе абразии.

Несомненно, что в плотиковых россыпях элювиально-коренного типа накоплена только небольшая часть того золота, которое содержалось в объеме уничтоженных речной абразией пород. Расчеты показывают, что формирование элювиально-коренных плотиковых россыпей с известным максимальным содержанием в них

золота может произойти при врезании реки в золотосодержащие породы на глубину не более 30-200 м.

Таким образом, новым в понимании генезиса россыпей является не столько выявление теснейшей пространственной и генетической связи россыпей с коренными источниками (плотиковые элювиально-коренные россыпи оказываются расположенными не ниже, а часто в буквальном смысле слова внутри этих источников), сколько то обстоятельство, что в процессе формирования элювиально-коренных плотиковых россыпей свободное золото, как правило, не покидает пределов коренных пород. Раз возникнув, плотиковые элювиально-коренные россыпи сохраняются неопределенно долго и могут быть уничтожены (смыты) на некоторое время новым эрозийным циклом только в тех случаях, когда началу этого цикла предшествует длительный период подруслового выветривания и превращения скальных пород плотика в слабо связанный структурный аллювий. В этих случаях новое повышение базиса эрозии приводит к быстрому смыву "созревшей", плотиковой россыпи и "выбросу" в аллювий больших количеств свободного золота.

Для последующей истории этого золота теории образования Ю. А. Билибина полностью сохраняет свое значение, но не нужно забывать, как справедливо заметил Н. А. Шило, что это история уже не накопления, а разрушения золотоносных россыпей, история многократной переконцентрации золота в аллювии с прогрессирующим снижением содержаний и запасов металла с удалением от первичных элювиально-коренных россыпей, вплоть до окончательного уничтожения и рассеяния аллювиальных россыпей и переходом золота в тонкодисперсную "кларковую" форму нахождения в связи с механическим истиранием золотин в аллювиальном процессе.

Т.Н.Григорьева, Ю.П.Казанский, Л.Т.Ковалева,
Т.А.Корнева, Г.И.Любушко

ИЗУЧЕНИЕ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ И ЕЕ ПРОДУКТОВ В ХЛОРИДНО-КАРБОНАТНОМ РАСТВОРЕ

Карбонатные породы – наиболее распространенные образования, в которых преобладают автохтонные компоненты. Отсюда следует, что изучение условий образования отдельных автохтонных членов (арагонита, кальцита, доломита и др.) может служить тем ключом, с помощью которого расшифровывается проблема карбонатообразования и, соответственно, органогенно-химического осадконакопления в целом. Вместе с тем, карбонатные породы состоят в основном из минералов, уже прошедших стадии диагенеза и катагенеза и не содержат седиментационных форм карбонатного вещества. В этих условиях роль эксперимента не менее важна, чем актуалистический метод.

Постановка задачи и методика проведения опытов

Задача экспериментальных исследований любого природного процесса, в том числе и карбонатообразования, состоит из двух стадий. Необходимо, во-первых, правильно выбрать из существующей суммы наблюдаемых в природе фактов основные, определяющие направление процессов, и, во-вторых, разработать методику проведения эксперимента. При выборе методики проведения экспериментов предполагалось воспроизвести в условиях, максимально приближенных к природным, химическое осаждение современных прибрежных карбонатных осадков и их преобразование на начальных стадиях диагенеза.

Анализ условий современной карбонатной седиментации показывает, что преобладающее количество карбонатов химическим путем формируется в теплых мелководных областях тропических и субтропических зон, причем источником карбонат-иона являются грунтовые и поверхностные воды. Эти общие параметры были положены в основу проводимых опытов (Казанский, Любушко, 1980).

Обсуждение результатов

Результаты экспериментов показали (табл. I), что состав карбонатного осадка зависит от соотношения Mg и Ca в исходном растворе. Гелевидные карбонатные осадки ($Mg/Ca = 0,8-1$) были получены из хлоридного раствора с Mg/Ca отношением равным 5-7. Добавка в этот раствор сульфат-иона в количестве 2 г/л существенно не влияла на вид осадка и его состав. Из хлоридных растворов с Mg/Ca меньше 5 образовались осадки меловидные, обогащенные кальцием.

Увеличение хлорности исходного раствора до 37 г/л, а также уменьшение ее до 8 г/л при комнатной температуре существенного влияния на состав карбонатного осадка не оказали, в то время как повышение температуры до $50^{\circ}C$ приводит к образованию меловидных осадков ($Mg/Ca = 0,02-0,3$). Повышение температуры опыта до $50-70^{\circ}C$ с одновременной добавкой сульфат-иона к хлоридному раствору дает такие же результаты.

Исследование полученных осадков рентгеновском методом показало, что они не имеют кристаллической структуры. Однако изучение этих образцов термическим способом доказывает присутствие в них гидрокальцита и минералов группы гидромагнезита. На присутствие гидромагнезита указывает интенсивный двоянный эндотермический эффект при $100-130^{\circ}C$, связанный с удалением воды из гидрокальцита и переходящий в экзотермический эффект с максимумом при $320^{\circ}C$, вызванный перестройкой структуры после обезвоживания минерала. Эндотермический эффект с максимумом при $820-860^{\circ}C$ связан с диссоциацией кальциевой составляющей гидрокарбонатов. Эндотермический эффект, свойственный магниальному карбонату, с началом около $320^{\circ}C$ подавляется частично предшествующим ему экзотермическим эффектом гидрокальцита, а также экзотермическим эффектом с максимумом при $420^{\circ}C$, вызванным превращением образующейся аморфной MgO в кубическую модификацию.

Судя по литературным данным, с этой реакцией связано удаление всей имеющейся в минерале воды и, видимо, частично CO_2 в результате начавшегося разложения магниевой составляющей.

Таблица I

Результаты осаждения карбонатных осадков из хлоридных и хлоридно-сульфатных растворов

№ опы-та	Т°С	Исходный раствор						pH	Осадок			
		Концентрация ионов, г/г							Mg Ca	Содержание, г		Mg Ca
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄	Ca			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	
6	21	3,64	2,73	2,1	17,7	0	0,76	7,3	0,72	0	0	
3	25	1,7	3,7	2,47	17	0	2,2	6,3	0,69	0,07	0,1	
4	24	0,86	5,98	-	17,1	0	5,8	6,6	0,13	0,10	0,8	
5	20	0,76	4,1	2,2	19,4	0	5,4	6,4	0,13	0,11	0,9	
39	26	0,86	4,2	2,32	17	0	4,9	7,1	0,15	0,15	1,0	
14	22	0,42	2,14	1,16	8,5	0	5,1	6,5	0,12	0,09	0,8	
13	21	1,28	8,57	3,0	36,8	0	6,7	6,8	0,10	0,10	1,0	
32	50	0,86	4,28	2,2	17	0	5,0	6,6	0,32	0,09	0,3	
31	50	1,28	3,76	2,2	34	0	5,0	6,9	0,71	0,01	0,02	
40	22	0,86	4,2	3,71	19,6	2,7	4,9	6,5	0,09	0,07	0,8	
28	50	0,86	4,4	3,6	16	2,7	5,2	7,0	0,30	0,05	0,16	
41	70	0,86	4,54	3,6	17	2,7	5,3	6,7	0,34	0,07	0,21	

Эндотермический эффект в интервале температур 440–640°С с максимумом при 520–570°С вызван диссоциацией сохранившейся к этому моменту магниевой составляющей гидрокарбонатов.

Сравнение термического поведения образца, исследованного сразу после осаждения и выдержанного при 70°С в течение 72 ч., показало, что в основных чертах их кривые весьма схожи.

С целью определения устойчивости связи магния в аморфных гелевидных карбонатных осадках ($Mg/Ca = 0,8-1$) они обрабатывались растворами разной солености в течение 7 дней (табл.2). В ходе экспериментов было установлено, что под влиянием растворов с повышенной и близкой к нормальной соленостью магний мигрирует из осадка в раствор почти полностью. По мере понижения солености в осадке сохраняется все большее количество магния, а при обработке дистиллированной водой в нем уста-

Таблица 2

№ опы- та	Условия получения осадка						Раствор						Осадок после			
							до выдержки			После выдержки			выдержки			
	Т опы- та, °С	Концентрация, г/л			$\frac{Mg}{Ca}$	рН конеч- ное	Концентрация, г/л			$\frac{Mg}{Ca}$	Концентрация, г/л		$\frac{Mg}{Ca}$	Содержание, г		$\frac{Mg}{Ca}$
Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺	Cl ⁻	Ca ⁺⁺			Mg ⁺⁺	Cl ⁻	Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺		Mg ⁺⁺		
15	15	0,64	3,76	16,9	5,9	9,2	0	0	0	0	0	0,06	0	0,11	0,05	0,45
33	19	0,85	4,29	15,6	5,0	9,8	0	0	0	0	0	0,07	0	0,09	0,03	0,33
16	21	0,64	3,76	16	5,9	9,5	0,32	1,88	7,88	5,8	0,08	1,02	13	0,20	0,04	0,20
18	19	0,64	4,42	16	6,9	9,3	0,64	4,42	16	6,9	0,27	2,26	8	0,20	0,01	0,05
17	16	0,64	4,42	16	6,9	9,3	1,28	8,84	32	6,9	0,69	4,73	7	0,22	0,01	0,05
23	17	0,84	4,24	-	4,9	9,8	1,72	8,44	32	4,9	0,77	4,26	6,5	0,27	0	0

навливаются Mg/Ca отношения, равные 0,33–0,45. Следует отметить, что в обработанных таким образом осадках улучшается степень кристалличности.

Не менее важные наблюдения были сделаны в карбонатном осадке после длительного его хранения в сухом виде. В результате двухлетней экспозиции аморфный карбонат с соотношением $Mg/Ca > 0,80$ перешел в кристаллическое вещество сложного состава. Установлено, что в этом случае образуются гидрокальцит и минерал типа гидромагнезита, аналогичные по термограммам, описанным выше. ИК-спектры в области 400–3800 cm^{-1} также показывают присутствие двух типов гидрокарбонатов. Вместе с тем на рентгенограммах фиксируются только плохо окристаллизованный кальцит и рентгеноаморфная фаза.

В карбонатных осадках с соотношением Mg/Ca 0,2–0,5 в большинстве случаев установлен хорошо окристаллизованный гидрокальцит. В отличие от термограмм типичного кальцита на кривых ДТА гидрокальцитов присутствуют кроме эндотермического эффекта диссоциации при 700–900°C два эндотермических эффекта в низкотемпературной области, связанные с выделением свободной и кристаллогидратной воды. Вслед за удалением воды начинается перестройка структуры гидрокальцита, и этот процесс фиксируется на кривых ДТА в виде экзотермического эффекта при 320°C. В образцах присутствует небольшая примесь гидромагнезита.

По данным ИК-спектроскопии осадки этого химического состава дают спектры гидрокальцитов, а рентгенограммы соответствуют эталонам хорошо окристаллизованных кальцитов.

Изучение ИК-спектров гидрокальцитов подтверждает более низкую симметрию карбонатного иона в структуре гидрокальцита по сравнению с кальцитом. На это указывает активность в ИК-спектре колебания ν_1 в области ~ 1080 cm^{-1} , сложная структура полосы колебания ν_3 в области ~ 1450 cm^{-1} , снятие вырождения для ν_4 в области 700 cm^{-1} . Не исключено присутствие в гидрокальците двух типов структурно неэквивалентных карбонатных ионов.

Гидрокальцит содержит большое количество воды, образующей различной силы водородные связи, что следует из сложной структуры широкой полосы в области валентных колебаний

ОН-группы от 3100 до 3450 см^{-1} . Если считать эти водородные связи линейными, то можно приблизительно оценить $R_{\text{O} \cdots \text{O}}$ — длину водородной связи. Она изменяется от 2,73 до 2,86 Å .

В спектрах гидрокальцита, снятых при температуре жидкого азота, улучшается разрешение полос валентных колебаний воды и происходит расщепление на две компоненты с небольшим смещением в сторону более высоких частот полос либрационных колебаний воды в области ~ 595 и $\sim 770 \text{ см}^{-1}$. Это дает основание предположить существование в гидрокальците двух типов структурной воды.

Спектры гидрокальцитов после отжига при 235, 280 и 340 $^{\circ}\text{C}$ подобны друг другу. В них наблюдается уменьшение величины расщепления полосы $\frac{1}{2}$ в области $\sim 1450 \text{ см}^{-1}$, что свидетельствует об изменении энергетического состояния карбонатных ионов с уходом воды. Отжиг при температуре 500 $^{\circ}\text{C}$ ведет к переходу гидрокальцита в кальцит.

Проведенное нами изучение ИК-спектров гидрокальцита не подтверждает высказанного в литературе предположения об образовании в гидрокальците HCO_3^- — иона.

В третьей группе карбонатных осадков с отношением $\text{Mg}/\text{Ca} = 0-0,2$ обнаружен хорошо окристаллизованный арагонит, иногда с примесью гидрокальцита. Арагонит доказывался рентгеновским и ИК-спектроскопическим способами. По данным термического анализа, эти осадки расшифровываются как кальциты. На их кривой ДТА присутствует интенсивный асимметричный эндотермический эффект с максимумом при 820–860 $^{\circ}\text{C}$. Присутствующие в образцах небольшие примеси фиксируются появлением на кривой ДТА небольших эндотермических эффектов в интервале температур 350–420 $^{\circ}\text{C}$, которые, вероятно, не дают возможности установить присутствие слабого эндоеффекта при 420 $^{\circ}\text{C}$, связанного с моноклинным превращением арагонита в кальцит.

Заклучение

Результаты, полученные синтезированием карбонатов при смешении хлоридных и карбонатных растворов, показали прямую зависимость состава карбонатного осадка от отношения Mg и Ca в исходном хлоридном растворе. При их отношении, равном 5–7, получен осадок, в котором показатель Mg/Ca равен таковому в

доломите и выше (до I,34). Характерно, что при обработке такого осадка растворами различной солености количество возвращаемого в раствор магния прямо пропорционально хлорности самого раствора. Полученные осадки оказались рентгеноаморфными, но, по данным термического анализа, в них обнаружены кристаллические формы гидрокальцита и минерала типа гидромагнезита. Отсутствие форм, отвечающих доломиту, объясняется чистотой исходного материала, в котором отсутствуют какие-либо катализаторы (глинистое вещество, обломки зерен карбонатов и др.), распространенные в природных условиях.

Изменение Mg/Ca отношения в исходном растворе резко снижает содержание магния в получаемом осадке и вызывает образование лучше окристаллизованных карбонатных минералов (гидрокальцита, арагонита).

Полученные результаты применимы как для объяснения особенностей седиментационно-химического, так и диагенетического карбонатообразования в современных и древних морских осадках.

ЛИТЕРАТУРА К РАЗДЕЛУ II

Аксенова Т.П., Михоник И.Ю., Петров В.Г., Проскураков А.А. Методика опробования золоторудных месторождений в осадочно-метаморфических толщах на стадиях поисков и предварительной оценки (тезисы). - В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск, 1979, с.38-40.

Акулышина Е.П. Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя. - В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с.109-115.

Акулышина Е.П. Методика определения условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам. - Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с.38-88.

Акулышина Е.П. Степень постседиментационных преобразований верхнепротерозойских, палеозойских и мезозойских пород. - Там же. с.147-175.

Акулышина Е.П., Писарева Г.М., Антонова Г.Ф. и др. Литолого-стратиграфическая, химическая и минералогическая характеристика отложений верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя. - Там же.

Акулышина Е.П., Давыдов Ю.В., Шишкин Б.Б. и др. Условия осадконакопления в позднем протерозое, палеозое и мезозое в некоторых районах Сибирской плиты. - Там же, с.89-146.

Акулышина Е.П. Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя. - В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М.: Наука, 1976, с.78-89. (Докл.советских геологов на XXV сессии МГК).

Акулышина Е.П., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. и др. Физико-химические особенности бокситообразования в верхнем докембрии Сибири. - В кн.: Моделирование и физико-химия литогенеза. Новосибирск, 1976, с.46-50.

Акулышина Е.П., Давыдов Ю.В., Казаненко Г.Г. Глинистое вещество как показатель постседиментационных преобразований рудовмещающих пород стратиформных свинцово-цинковых месторождений Юго-Востока Якутии. - В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов и золота Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1977, с.99.

Акульшина Е.П., Писарева Г.М., Сараев С.В. Глинистое вещество и слюдяная фракция в познании процессов литогенеза докембрия. - В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с.30.

Акульшина Е.П., Казанский Ю.П., Петров В.Г., Писарева Г.М., Сараев С.В. Углеродистые отложения докембрия Енисейского края, их литологическая характеристика и условия формирования. - В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. (Тезисы докл.). Фрунзе: Илим, 1978, с.72-73.

Акульшина Е.П., Писарева Г.М. Минеральный и химический состав глинистого вещества пород усть-кирбинской, юдомской и ичиганской свит. - В кн.: Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии. Новосибирск, Наука: 1979, с.62-67.

Акульшина Е.П. Палеоклиматические факторы оруденения. - Там же, с.170-172.

Акульшина Е.П., Писарева Г.М. Постседиментационные преобразования глинистого вещества пород юдомской свиты. - Там же, с.101-104.

Акульшина Е.П., Казаненко Г.Г. Распределение рудогенных и малых элементов в породах, рудах и глинистом веществе усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и ичиганской свит. - Там же, с.67-87.

Акульшина Е.П., Пономарев В.Г. Условия формирования и проблема генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кылахской металлогенической зоны. - Там же, с.168-170.

Акульшина Е.П., Пономарев В.Г. Формационный анализ рифейско-вендских отложений Кылахской структуры и особенности их металлогении. - Там же, с.11-37.

Акульшина Е.П. Геохимия глинистого вещества и условия образования морских металлоносных отложений Сибири. - В кн.: Современные проблемы морской геологии. Тезисы докл. 4-й Всесоюз. школы морской геологии, т.1. М., 1980, с.88.

Акульшина Е.П. Малые элементы в глинистом веществе протерозойских и фанерозойских отложений. - В кн.: Геология платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М., 1980, с.16-18.

Акульшина Е.П., Писарева Г.М. Состав глинистого вещества, строение и условия осадконакопления ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдытау. - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980, с.126-139.

Акульшина Е.П. Эволюция условий выветривания и осадконакопления в докембрии и палеозое. - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое, Новосибирск, 1980, с.101-125.

Бетехтина О.А., Казанский Ю.П. К методике построения моделей обстановок угленакопления (на примере позднего палеозоя Ангариды). - В кн.: Угольные бассейны и условия их формирования. Львов, 1980, с.115-116.

Гулецкая Э.С., Ивановская А.В., Казанский Ю.П. Геологические аспекты красноцветного осадконакопления. - В кн.: Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М., 1980, с.170-171.

Давыдов Ю.В., Акульшина Е.П., Гаврильев Н.Н. Литологические факторы как показатели условий формирования стратиформного свинцово-цинкового оруденения Юго-Восточной Якутии. - В кн.: Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов. Новосибирск, Наука, 1980, с.136-140.

Дивина Т.А., Казанский Ю.П., Жабин В.В. и др. Коры выветривания Сибири. Т.П. М.: Недра, 1979. - 250 с.

Дымкин А.М., Махнач А.С., Сараев С.В. Железооруденение в условиях гранулитовой фракции метаморфизма. - Новосибирск: Наука, 1977, - 183 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып.419).

Дымкин А.М., Сараев С.В. Формация железистых кварцитов Юго-Западного Прибайкалья. - В кн.: Формация железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977, с.74-87.

Дымкин В.А. Литологическая характеристика и условия образования вендских отложений западного склона Анабарского поднятия (р.Котуй). - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980, с.55-72.

Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Соколова М.Ф. Среда осадкообразования и распределение фитопланктона. - В кн.; Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Новосибирск, 1976,

с. II5-II6.

Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев Б.В. Распределение микрофоссилий в различных литолого-фациальных этапах рифей Восточной Сибири. - В кн.: Микрофоссилии СССР, Л.: Наука, 1977, с.50-55.

Ивановская А.В., Казанский Ю.П., Тимофеев Б.В. Распределение фитопланктона и среда осадконакопления в рифее. - В кн.: Палеонтология докембрия. Л.: Наука, 1979, с.173-182.

Казанский Ю.П. Выветривание и континентальное осадконакопление в докембрии. - В кн.: Континентальный литогенез. Новосибирск, 1976, с.23-32.

Казанский Ю.П. Карбонатонакопление в эпиконтинентальных морях. - В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с.30-34.

Казанский Ю.П. О значении экспериментальных исследований в расшифровке условий формирования осадочных пород. - В кн.: Моделирование и физико-химия литогенеза. Новосибирск, 1976, с.3-6.

Казанский Ю.П. О непостоянстве солевого и газового состава вод Мирового океана. - Там же, с.64-69.

Казанский Ю.П. Особенности эволюции осадочного процесса в геологической истории Земли. - В кн.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, 1976, с.116-130.

Казанский Ю.П. Седиментология. - Новосибирск, Наука, 1976. - 286 с.

Казанский Ю.П. Химия морского осадконакопления по экспериментальным данным. - В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с.293-297. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.225).

Казанский Ю.П. Морское осадконакопление и развитие органического мира. - В кн.: Среда и жизнь в геол.прошлом. Новосибирск; Наука, 1977, с.79-85.

Казанский Ю.П. Об изменении газового и солевого состава океанических вод. - Геол.и геоф. 1977, № 8, с.56-66.

Казанский Ю.П. О влиянии континентального аллохтонного материала на морское осадконакопление. - В кн.: Континентальный и прибрежно-морской литогенез. Новосибирск, 1977, с.6-13.

Казанский Ю.П. Основные этапы в развитии древних атмосфер и гидросфер. - В кн.: Палеогеографические основы рационально-

го использования естественных ресурсов. Киев; Наукова думка, 1977, с.68-69.

Казанский Ю.П. О физико-химических свойствах сред седиментации докембрийских железистых кварцитов. - В кн.: Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977, с.15-22.

Казанский Ю.П. Палеоклиматическое значение доломитов. - В кн.: Проблемы советской литологии и осадочных полезных ископаемых, Новосибирск: Наука, 1977, с.48-51.

Казанский Ю.П. Замечание к статье В.И.Виноградова, Т.О. Рейнера, А.М.Лейтиса и С.Б.Смелова "Древнейшие сульфаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюция кислородной атмосферы Земли. - Литология и полезные ископаемые, 1978, № 1, с.169-172.

Казанский Ю.П., Ушакова А.И. О применении растрового электронного микроскопа для изучения органических остатков в древних карбонатных породах. - В кн.: Палеонтология докембрия и раннего кембрия. Л.: Наука, 1979, с.97-98.

Казанский Ю.П. О развитии континентальных ландшафтно-климатических зон в истории Земли. - Геол. и геоф., 1979, № 10, с.17-27.

Казанский Ю.П. О роли приповерхностных термобарических условий на развитие жизни на Земле. - В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск, Наука, 1979, с.100-102.

Казанский Ю.П. Основные этапы формирования глинистых минералов в продуктах выветривания в докембрии и палеозое. - В кн.: УШ конференция по глинам в г.Те лице. Прага, 1979, с.16-17.

Казанский Ю.П. Физико-химические условия формирования эвапоритов в докембрии. - В кн.: Соленосные формации и практическое значение их изучения. Новосибирск, 1979, с.41-42.

Казанский Ю.П. Об условиях автохтонной седиментации в современных прибрежных и шельфовых зонах и их древних аналогах. - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980, с.5-22.

Казанский Ю.П., Любушко Г.И. Об использовании экспериментальных исследований для расшифровки древнего и современного доломитообразования. - Там же, с.140-146.

Казанский Ю.П., Дымкин В.А., Любушко Г.И., Синтез Са-Мg карбонатов и его значение для расшифровки условий морской седиментации. - В кн.: Современ. проблемы морской геологии. Т. I. М., 1980, с. 160-161.

Казанский Ю.П., Королюк И.К., Максимова С.В. и др. Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980, - 96 с.

Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье /С.А. Архипов, Панычев В.А., Шелехова Т.Г., Шелкопляс В.Н. Новосибирск, 1978, - 131 с.

Петров В.Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976, - 212 с.

Петров В.Г. Основные типы месторождений золота Енисейского края, их особенности и перспективы. - В кн.: Краевая научно-практическая конференция "Минерально-сырьевая база Красноярского края и Тувинской АССР", Красноярск, 1976, с. 42-44.

Петров В.Г. Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского края. - В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1977, с. 21-34.

Петров В.Г. К проблеме генезиса Виттватерсранда. - В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов и золота Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1977, с. 110-122.

Петров В.Г. Основные уровни накопления золота в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского края и их значение для поисков золоторудных месторождений и россыпей. - В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск, 1978, с. 32-33.

Петров В.Г. Причины и условия золотоносности черных сланцев докембрия на примере Сибирской платформы. - В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Фрунзе, 1978, с. 260-262.

Петров В.Г., Проскураков А.А. Основные типы золотокварцевых жил Енисейского края и термобарогеохимические критерии оценки их рудоносности. - В кн.: Геохимические методы поисков

рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск, 1979, с.34-35.

Петров В.Г. Осадочные породы сухопутской серии докембрия Енисейского края. - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980, с.37-55.

Петров В.Г. Основные постулаты гипотезы происхождения золотокварцевых жил. - В кн.: III конференция по геологии Сибири. Томск, 1980, с.89-91.

Петров В.Г. Основные типы и закономерности проявления осадочной золотоносности докембрия и фанерозоя. - В кн.: Всесоюз. совещание "Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста", М., 1980, с.329-331.

Петров В.Г. Стратиграфия и литолого-геохимические особенности осадочно-метаморфических толщ докембрия Енисейского края. - В кн.: III конференция по геологии Сибири. Томск, 1980, с.131-133.

Пономарев В.Г., Тычинский А.А., Акульшина Е.П. Главные особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в докембрийских карбонатных толщах Сибири. - Геол. и геоф., 1977, № 8, с.11-15.

Пономарев В.Г., Тычинский А.А., Ушакова А.И., Сараев С.В. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в докембрийских карбонатных толщах складчатого обрамления Сибирской платформы. - В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов, Изд-во ун-та, 1978, с.138-140.

Пономарев В.Г., Акульшина Е.П., Сараев С.В. Углеродистые карбонатно-свинцовые толщи докембрия и синхронное колчеданно-полиметаллическое оруденение на Енисейском крае. - В кн.: Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность. Тезисы докладов. Фрунзе; Илим, 1978, с.252-253.

Сараев С.В. Минеральный состав, геохимические особенности и условия осадконакопления верхнепротерозойских отложений Енисейского края. - В кн.: Геохимия платформ и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста. М., 1980, с.78-79.

Сараев С.В. Петрохимия, геохимия и реконструкция обстановок осадконакопления ауминза-бесапанского комплекса Южного Тамдытау (Центральные Кызылкумы). - В кн.: Сравнительный анализ морского осадконакопления в докембрии и палеозое. Новосибирск, 1980, с.73-100.

Склярова Г.Ф. Красноцветные меденосные отложения юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. -126 с.

Ушакова А.И. Атлас структур и ультраструктур карбонатных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, - 194 с.

Соколов Б.С., Журавлева Т.И., Казанский Ю.П. и др. Опорные скважины нижнего кембрия и позднего докембрия в среднем течении р.Лены. - Геол. и геоф., 1976, № 3, с.120-123.

Яншин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и современные с ней закономерности размещения полезных ископаемых. - Геол. и геоф., 1977, № II, с.90-97.

Kazansky Yu.P. Geochemical periodicity in the system of atmosphere-water-weathering products. - In: Proceedings Int.Symp. of WRI₂. Strasburg, 1977, p.26-30.

Kazansky Yu.P. Precambrian clay products of weathering.-In: Int.Conf. of Clay Mineralogy and Petrology in Karlovy Vary.Praha, 1977, p.156.

Shelekhova T.G. Lithological characteristics of boulder loams of the Belogorsk Upland. - Project 73/1/24 Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere. Report no 5 on the session in Novosibirsk, 1978, Prague, 1979, p.198-205.

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I. Особенности осадочных формаций фанерозоя

Жарков М.А. Классификация соленосных формаций и эволюция соленакпления в фанерозое	4
Жаркова Т.М. Классификация пород соленосных формаций фанерозоя	12
Мерзляков Г.А. Классификация пермских соленосных формаций Евразии	18
Благовидов В.В. Классификация неогеновых соленосных формаций Евразии	24
Анатольева А.И. Главные рубежи и этапы континентальной красноцветной седиментации в истории Земли	30
Параев В.В. Континентальные красноцветные формации "паттумного" типа	36
Еганов Э.А. Некоторые закономерности размещения пластовых фосфоритов	42
Советов Ю.К. Терригенные формации позднего докембрия Северо-Тяньшаньской геосинклинали	51
Зайин Ю.Н. Некоторые вопросы эволюции морского и континентального фосфоритогенеза в кайнозой	62
Николаева И.В. Минералы группы глауконита как индикаторы эволюции обстановок осадкообразования	71
Бузулуцкова Е.С. Литологические комплексы в отложениях верхнего докембрия Русской плиты	78
Молчанов В.И. Образование водорода в литогенезе	89
Литература	95
<u>Раздел II. Особенности морского осадконакопления</u>	
Казанский Ю.П. О принципах построения теории осадконакопления.	109
Акульшина Е.П. Особенности литогенеза и осадочного рудогенеза в протерозое и фанерозое	122
Сараев С.В. Сравнительная геохимия и литология углеродистых отложений Центральных Кызылдумов и Енисей-	

ского кряжа	I33
Петров В.Г. К теории образования плотиковых россыпей золота	I41
Григорьева Т.Н., Казанский Ю.П., Ковалева Л.Т., Корнева Т.А., Любушко Г.И. Изучение карбонатной системы и ее продуктов в хлоридно-карбонатном растворе .	I47
Литература	I53

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ СО АН СССР ИМЕЕТ В НАЛИЧИИ И ВЫСЫЛАЕТ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ СЛЕДУЮЩИЕ СБОРНИКИ:

Математические методы решения прогнозных задач нефтяной геологии. Новосибирск, 1978. 0-90.

Теоретические исследования по терминологии седиментационной цикличности. Новосибирск, 1978. I-10.

Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977. 0-60.

Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977. 0-45.

Логико-информационные исследования в геологии. Новосибирск, 1977. 0-55.

Многокомпонентные системы. Физико-химический анализ, геометрия. Новосибирск, 1977. 0-65.

Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадко-накопления и катагенеза. Новосибирск, 1979. I-40.

Магматические комплексы Восточной Сибири. Новосибирск, 1979. I-10.

Палеомагматизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976. 0-60.

Опыт экспрессного определения содержания цеолитов в горных породах с использованием портативных цеолитных лабораторий ПЦЛ-1 и ПЦЛ-2. Новосибирск, 1979. 0-50.

Проблемы литолого-стратиграфических и структурных исследований. Новосибирск, 1980. I-00.

Система КИНГ. Пакет программ кинематической интерпретации отраженных сейсмических волн. Новосибирск, 1980. I-20.

Соленосные формации и практическое значение их изучения. Тезисы докладов II Всесоюзного солевого совещания. Т. I и II. Новосибирск, 1979. 2-70.

Экспериментальные исследования по минералогии. Новосибирск, 1976. 0-40.

Проблемы стратиграфии и тектоники Сибири. Новосибирск, 1977. 0-70.

Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Новосибирск, 1978. I-00.

Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск-90, Университетский просп. 3. ИГиГ СО АН СССР, РИО.

ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Сборник научных трудов

Ответственные редакторы:

Александр Леонидович Яншин,
Михаил Абрамович Жарков,
Юрий Петрович Казанский

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 31.VII.1981г. МН 03320.
Бумага 60×84/16. Печ. л. 10,25. Уч.-изд. л. 9,5.
Тираж 500. Заказ 241. Цена 65 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт:

Цена 65 коп.

3620

