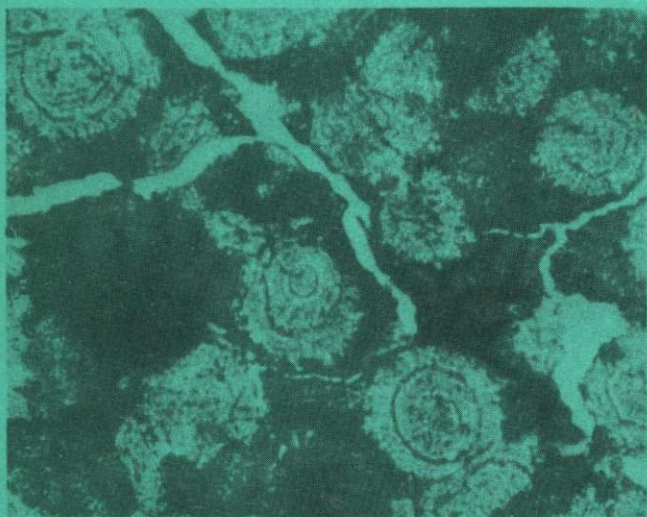


Академия наук  
СССР



# ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ



Издательство «Наука»



Академия наук СССР

Лаборатория осадочных  
полезных ископаемых

553.64

# ПРОБЛЕМЫ ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

2376



Издательство  
"Наука"  
Москва  
1978



Работа включает статьи, освещающие вещественный состав и полезные ископаемые осадочных толщ территории СССР. Значительное место уделено вопросам генезиса осадочных полезных ископаемых. Статьи сборника имеют важное значение для решения проблемы геологии и металлогении осадочных и осадочно-вулканогенных пород.

Ответственный редактор  
В.К. ЧАЙКОВСКИЙ

Р е д к о л л е г и я:

А.А. Арсеньев, Е.М. Грибов, С.В. Левченко,  
Д.Л. Мозесон, Н.И. Погребнов,  
В.К. Чайковский (ответственный редактор)

## ПРИНЦИП РАЗНОМАСШТАБНОСТИ В ГЕОЛОГИИ И УРОВНИ ПОЗНАНИЯ (ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ТЕОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА)

Из всей совокупности принципов, к установлению и утверждению которых стремится теоретическая геология, принцип сравнительного анализа объектов и событий "земного происхождения" является наиболее фундаментальным. Этот принцип и вытекающие из него методы исследования лежат в основе геологического познания, на них строится историко-геологическая методология, они являются главными и обязательными инструментами практической и творческой работы геолога [12].

В этой связи познавательная триада "вещество — геологические тела и их связи — геологическая история" может рассматриваться как причинно-следственная совокупность объектов исследования, которые изучаются сравнительным методом. Указанная триада обладает определенной направленностью и "биполярностью" по отношению к процессу познания "от простого — к сложному", в котором роль и значение системного и генетического аспектов начинают резко увеличиваться со середины триады, с момента установления связей геологических тел. Генетический аспект содержится и в изучении самого вещества и геологических тел (первая половина триады), но он оказывается здесь более зависимым от естественных геологических признаков, чем это имеет место при изучении и установлении пространственно-временных связей и истории развития и происхождения геологических объектов.

Возрастание роли генетического аспекта в процессе геологического познания усложняющихся объектов триады обуславливает сложность и неоднозначность решения основных исторических задач геологии, поскольку изучение генетических связей само по себе резко увеличивает объем информации, так как по законам комбинаторики число связей между объектами растет во много раз быстрее числа объектов [2].

Таким образом, в геологическом познании генетический аспект играет существенную роль, независимо от того, считаем ли мы генетические признаки пород и структур "целью" или "средством" познания. Между тем в современной геологии определенно наметилась тенденция ухода от решения генетических вопросов и проблем как составной и обязательной части геологического познания и подмены всей совокупности познания логико-формальной методологией. Эта тенденция выражается, в частности, в сугубо формальной "математизации" знаний о веществе горных пород и руд, в системно-логической формализации геологических тел и структур, а также в формализации и упрощении самих геологических понятий. Создается представление о стремлении некоторой части геологов уложить все многообразие установленных геологией сложных объектов и связей в простейшие логические схемы, мало связанные с дальнейшим углубленным естественно-геологическим изучением геологических объектов и событий.

На опасность формалистических тенденций в развитии современной геологии впервые обратил внимание Г.Л. Пospelов [5], который отметил, что логико-математическая формализация охватила и сферу сбора и обобщения фактического материала. Он пришел к заключению, что если еще и описания фактического материала представить в виде функций, то остается один шаг до позитивизма — главной опасности в современной науке.

Главной особенностью ряда опубликованных работ, в которых проявилась упомянутая тенденция, является их чрезмерная абстрактность, трудная восприимчивость, неясность целей и задач авторов, когда такие работы попадают в руки геологов, привыкших работать в поле или лаборатории. Это объясняется отнюдь не "ненужностью" исследований такого рода в условиях современного этапа "перепроизводства геологической информации", а стремлением авторов подобных работ занять какую-то особую "надгеологическую" позицию, позицию "судьи", руководствующегося "кодексами" поведения геологической работы и мысли геологов. Это, кстати, и является главным признаком позитивизма в науке.

Между тем общедоступные знания проблем развития современной геологии позволяют определить сферы применимости формального логического анализа в интересах действительного прогресса науки. Однако это является областью работы самих геологов. Забота о порядке в своей творческой лаборатории — дело самой геологии и геологов.

Настоящая работа преследует цель осветить некоторые возможные выводы в области проблем литогенеза и формационного анализа, к которым можно прийти на основании простейших и доступных широкой геологической общественности способов рабочей геологической формализации.

Бурно развивающееся естествознание в XX в. пришло к открытию важнейших фундаментальных принципов наличия объективных сущностей материального мира. К числу таких принципов, обоснованных прежде всего физиками, относится принцип относительности (Эйнштейн), принцип добавочности (Нильс Бор), теория волновой механики (Брогли и Дирак), принцип переменчивости (Гейзенберг), принцип скалярности (Луи Гланжо). Эти принципы положены в основу замечательных анализов в физике и в разработку новых методов исследований материального мира.

Из упомянутых принципов скалярный (от слова "масштаб") принцип нашел наибольшее применение в биологии. Благодаря этому принципу, принятому и глубоко осознанному биологами, проблемы современных биологических наук поставлены сейчас несравненно более точно, чем 15—20 лет назад, чего нельзя сказать о геологии, долгое время упускающей этот принцип. Мы все еще являемся свидетелями того, как геологи при изучении вопросов эволюции земной коры во времени, упуская принцип скалярности (разномасштабности) геологических объектов и событий, сопоставляют фазы складчатости с эпохами складчатости, этапы развития структур со структурообразующими этапами, периоды истории фанерозоя с эпохами докембрия, формации с формаци-

онными комплексами и т.д. Все это приводит к тому, что искусственно создаются и потом многократно обсуждаются и дискутируются многочисленные ложные геологические проблемы [9].

Сейчас становится ясным, что физика примерно на 50 лет обогнала даже биологию благодаря методологическому переходу от метрической физики к физике атомной и молекулярной. Уровни организации вещества, впервые установленные физикой, требующие разных методов и масштабов изучения, должны обязательно учитываться при постановке всякой рациональной исследовательской работы. Принцип скалярности и соответствующие ему методы исследований приложимы и обязательны к теории геологического познания.

Из ссылки на тенденции развития современной биологии и физики совершенно не следует, что геология должна копировать развитие точных наук, поскольку геологические объекты особые, а методы их изучения специфичные, хотя и базируются на данных точных наук. Ошибку такого рода недавно допустил английский геолог Д. Киттс, когда постулировал положение, согласно которому любые пространственно-временные формы геологического развития могут быть сведены к классической физической теории. Этот крайний взгляд основывается на принятии того, что принципы физики, как и принципы других фундаментальных наук — химии и биологии, верно отражая реальность мира, накладывают строгие ограничения на все теоретические построения геолога. На протяжении истории геологических наук геологическая теория являлась не только таким ограничителем геологических концепций, но и мощным и гибким инструментом в руках геолога [1]. Действительно, в своем развитии геология, как естественноисторическая наука, открывает новые, не предполагавшиеся ранее пространственные и временные формы. Однако эти формы имеют место и устанавливаются на других более высоких уровнях организации, где они далеко не ограничиваются уровнем, на котором действуют законы элементарной физики.

Но прежде всего специфика геологического познания определяется особенностями главных категорий — геологического времени и пространства. В геологии эти категории измеряются не обычными, доступными обозрению мерами пространства и времени, а величинами, выходящими за пределы обычных представлений, часто масштабами, существующими лишь в воображении геолога и непосредственно не измеряемыми (геономические масштабы).

При исследовании пространственных форм геологи пользуются масштабами, измеряемыми многими километрами, десятками, сотнями и тысячами километров. Космическая геология лишь недавно позволила непосредственно измерять структуры Земли по фотографиям со спутников и видеть эти структуры в фотографически уменьшенном масштабе. Измерения геологического времени уже сравнительно давно проводятся в геономическом масштабе с помощью частных аксиом ядерной физики о времени радиоактивного распада некоторых радиоактивных элементов.

Радиогеохронология в последнюю четверть века сделала очень много для объективного познания геологического времени, позволив с по-

мощью радиологических измерений возраста горных пород и минералов охватить изотопными измерениями "абсолютного" возраста все известные части земной коры, включая и огромные массы докембрия континентов. Поэтому, несмотря на многие несогласованности цифр "абсолютного" возраста горных пород и структур с геологическими данными, радиогеохронология впервые поставила геологическую историю Земли на надежную количественную основу.

Вместе с тем историко-геологический метод при всей относительности времени основных событий все же остается фундаментальным геологическим методом, поскольку он включает не только аксиомы ядерной эволюции, но и многие другие аксиомы геологического и биологического развития Земли. Одним из важнейших достижений геохронологии было установление в истории Земли глобальных эпох высокой термической и тектонической активности, что позволило выделить особые тектоно-магматические рубежи геологической истории земной коры. Интерпретация действительной природы этих рубежей, окончательное установление синхронности, масштабов и времени повторяемости рубежей еще далеки от разрешения, и здесь имеются различные модели. Однако единственно в чем сходятся геологи и геофизики — это то, что глубинный тепловой поток представлял главный фактор тектонической активности земной коры.

К числу фундаментальных относится также проблема непостоянства условий развития геологических систем. Она отражена, в частности, в современном состоянии учения о геосинклинальном процессе и известна в тектонике под понятием о "скольжении" во времени и пространстве фаз тектоно-орогении. В теоретическом отношении принцип непостоянства условий развития геологических систем вытекает из того обстоятельства, что природные многоактивные процессы не протекают в "чистом" виде, как это имеет место в лабораториях физиков, химиков и биологов, а развиваются в изменяющихся условиях среды и на разных уровнях организации вещества. Предметы и явления геологического мира существуют на разных уровнях организации, в направленном иерархическом ряду: энергия—квант—ядро—атом—молекула—кристаллическая решетка—минерал—минеральный парагенезис—горная порода—тела горных пород формация—комплексы формаций—земная кора и т.д.

Указанные особенности объектов, изучаемых геологией, давно определили работу геолога, который всегда изучает природу четко отличным способом по сравнению с физиками, химиками или биологами, работающими в лаборатории с "чистыми" и "замкнутыми" системами. Геолог обычно начинает с наблюдений на определенном участке, устанавливает последовательность событий и пытается картографически или интуитивно восстановить качественную сторону. Техника и методы такой работы также своеобразны и опираются на подразумеваемые и обычно невыраженные в полной мере постулаты, аксиомы, на то, что обычно называется в геологии причинно-следственными категориями или принципами (последовательность, унаследованность, повторяемость, изменимость, цикличность, направленность).

Вместе с тем геологические понятия и принципы не являются сугобо умозрительными допущениями, а представляют отражение объективной реальности, являются эмпирическими обобщениями, имеющими достоверность факта. Синтезируя в мышлении геологические образы (модели) и понятия, геолог самопроизвольно размещает их на разных ступенях познания, на разных уровнях организации, относит к определенным рангам существования материи, сообразно размерности моделей. Эта особенность саморегулировки человеческого и профессионального мышления, его материалистическая сущность, была наиболее образно отмечена крупнейшим физиком Максом Планком. В своей автобиографии Планк писал: "С юности меня вдохновило на занятие наукой осознание того, отнюдь не самоочевидного факта, что законы нашего мышления совпадают с закономерностями, имеющими место в процессе получения впечатлений от внешнего мира, и что, следовательно, человек может судить об этих закономерностях при помощи чистого мышления. Существенно важно при этом то, что внешний мир представляет собой нечто не зависимое от нас, абсолютное, чему противостоим мы, а поиски законов, относящихся к этому абсолютному, представляются мне самой прекрасной задачей в жизни ученого" [4, с. 3].

Возвращаясь к научному творчеству геолога, следует отметить еще раз, что при решении всех сложных геологических проблем геолог стихийно использует принцип разномасштабности. Трудности возникают тогда, когда геологические проблемы, относящиеся к разным уровням (рангам), пересекаются в решении частных вопросов. Здесь неизбежно возникает тот логический барьер в понятиях и образах, причиной возникновения которого ошибочно считается так называемый терминологический кризис в геологии.

Геологические образы и понятия отражают объективно существующую иерархию уровней организации геологического вещества и геологических тел. Геологические тела и их совокупные связи на разных уровнях требуют различных методов изучения, сообразно тем уровням, на которых они находятся. Только основываясь на этом принципе, можно комплексно [3] изучать природные сложные и многомасштабные геологические объекты и на основе сравнительной методологии сопоставлять сходные и несходные, но обязательно одномасштабные тела и события.

Применительно к геологическим наукам можно наметить следующую иерархию уровней геологической организации (табл. 1).

Из табл. 1 следует, например, что та или иная порода (уровень III) образована минеральными парагенезисами (уровень II) и несет признаки периодичности, которые могут быть определены или по минералам уровня I или по минеральным парагенезисам уровня II и т.д. Мы умысленно не поместили в таблицу фации пород, поскольку фации, как элементы структуры, отражают генетическую сторону образования геологических тел. При выделении фаций геолог всегда пользуется генетическими признаками, вкладывает в понятия о фациях прежде всего генетический смысл [11]. Поэтому логически вытекает, что фации в зависимости от целей и задач, которые ставит перед собой геолог, могут

Т а б л и ц а 1

## Уровни геологической организации

Уровень организации	Состав	Структура
I	Минерал	
II	Парагенезис	Структура породы
III	Горная порода	Текстура породы
IV	Отложения, тела	Малые формы тектоники
V	Формации	Основные структуры
VI	Комплекс формаций	Глобальные структуры
VII	Структурные этажи	Структурообразующие этапы
VIII	Земная кора	Сегменты земной коры
IX	Земля	Геосфера Земли

иметь различные масштабы, разных ранг, по-разному называться и в то же время оставаться фациями, как мы их понимаем (например, россыпи как фация формации коры выветривания и т.д.). Классические фации Грессли располагаются на уровне III и IV, фации как части формаций и формационных рядов — на уровне V.

Принцип разномасштабности, выраженный в упрощенном виде в табл. 1, позволяет вскрыть многие важные вопросы литогенетического и фациального анализа. Так, например, анализ геологических объектов на разных уровнях и переход на более высокий уровень всегда сопровождается приобретением упомянутыми объектами и их сообществами качественно иных свойств. Если взять отдельное минеральное зерно осадочной породы (уровень I), то на этом уровне оно не связано с другими зернами в слое или прослойке (уровень II). Это зерно может быть описано в минералогии или петрографии осадочных пород как индивидуальное зерно определенного минерала. На уровне III, в текстурной прослойке, это же зерно взаимодействует с другими зернами при переносе и отложении, отражая особенности среды литогенеза. Здесь уже определенно выступает новое генетическое свойство слоя (например, шлиховых материалов), которое может быть изучено уже иным путем, например в экспериментальном желобе, или намечено умозрительно. Кроме того, между упомянутыми уровнями начинает действовать новый фактор образования структуры со всеми присущими ей свойствами.

Еще более сложную картину появления новых свойств геологического вещества можно наблюдать на высших уровнях организации. Если взять формационный уровень V и рассмотреть образование здесь фациального профиля осадочной и переотложенной коры выветривания, то можно прийти к такой модели. На склоне эрозионной долины, врезанной в кору выветривания и подстилающие ее коренные породы, обнажены выветрелые коренные породы и реликты элювиального слоя. Ниже, в устье долины, отложены продукты размыва коры — грубо окатанные обломки кварцевых жил, грубозернистые пески и гравий, обогащенные устойчивыми в коре выветривания шлиховыми минералами. Они

слагают элювиально-делювиальную россыпь "ближнего сноса". Еще далее вниз по долине располагается более удаленная фация переотложенных продуктов размыва коры выветривания, сложенных глинисто-песчаными отложениями. Эта фация еще дальше по долине переходит в фацию аллювиальных глин. Здесь устанавливается следующий фациальный ряд формации коры выветривания: остаточный элювий—осадочные фации переотложенных продуктов элювия, куда входит и фация россыпей, соответствующая данному уровню существования фациального ряда. Каждая из этих фаций характеризует по существу элементарные стадии мобилизации, переноса и отложения осадков при континентальном литогенезе.

На уровне VI при образовании формационных комплексов и формационных рядов факторы литогенеза становятся все более сложными, суммированными, обусловленными формированием множественных палеоландшафтов и длительными и множественными изменениями палеогеографических условий. Здесь возникают уже множественные фациальные сочетания внутри отдельных формаций; фациальные ряды и сочетания взаимодействуют друг с другом, вследствие чего, например, россыпи и толщи конгломератов формируются путем перемыва и накопления предшествующего материала более ранних эпох накопления конгломератов и образования россыпей, а также дополнительной мобилизацией свежих порций обломочного материала и минералов шлихов из коренных пород. Создаются крупные провинции россыпей (при наличии рудоносных пород фундамента) или серии конгломератов, состоящие из смешанного материала разных эпох выветривания и денудации. Поэтому, в частности, в общем случае толщи конгломератов представляют наиболее смешанные продукты, восстановить историю которых без привлечения всех палеогеографических и стратиграфических данных не представляется возможным.

При изучении осадочных серий путем сравнения уровней V и VI устанавливается, что роль генетического фактора при переходе на высший уровень организации резко возрастает аналогично тому, что наблюдается в познавательном ряду "вещество—геологические тела и связи—геологическая история". Если рассмотреть взаимоотношение понятий о формациях, связанных с уровнями V и VI, то усматривается их существенное различие. Классические геологические формации уровня V изучаются литологами с помощью литологических, фациальных и стратиграфических методов и с задачей литогенетического анализа. Формационные комплексы и формационные ряды изучаются главным образом тектонистами при изучении истории структур земной коры, в качестве дополнительного фактора тектонического анализа [7].

Сущность разграничения понятий о формациях у литологов и тектонистов была наиболее убедительно вскрыта Е.В. Шанцером [11], который показал, что литогенетические и "тектонические" формации нельзя противопоставлять друг другу, ибо различные понятия о формациях отражают разные аспекты научного исследования и имеют в виду разные цели, к решению которых стремятся исследователи, пользуясь формационным принципом. Действительно, в познавательной триаде "вещест-

во — геологические тела и их связи — геологическая история” формации занимают среднее положение (связи геологических тел — фациальные ряды), поэтому в понятиях о формациях обязательно присутствует генетический аспект. Но самое главное заключается в том, что формации могут принадлежать к различным уровням организации (уровни V и VI), т.е. могут определяться разными масштабами и объемами [8].

Столь же убедительно, пользуясь принципом разномасштабности, можно показать сущность некоторых ”понятийных” проблем осадочной геологии, в частности, по коре выветривания. На уровне III коре выветривания может соответствовать лишь понятие об участке элювиального слоя из различных частей профиля коры выветривания (элювиальная порода определенной зоны профиля). Эти породы изучаются методами петрографии осадочных пород, минералогическими и геохимическими методами. На уровне IV размещаются отношения, составляющие породный парагенез формации коры выветривания [6], исследуемой методами литолого-формационного, фациального и литогенетического анализов. На этом уровне возможно разделение формации коры выветривания на две субформации — остаточной и переотложенной коры выветривания. Однако на основном формационном уровне V в формацию коры выветривания входят совместно обе упомянутые субформации, образуя генетически единую формацию коры выветривания, как ее понимал Н.П. Херасков [6].

Еще более значительными по объемам, времени формирования и гетерогенными по составу и строению оказываются формационные ряды и комплексы на уровне VI, соответствующем глобальным структурам определенных стадий геосинклиналичного и платформенного развития. В состав их могут входить несколько формаций, слагающих крупные осадочные серии. Например, каратавская серия уральского рифея, в состав которой входит формационный комплекс аркозов катаплатформенной орогенной формации, аллохтонных платформенных кварцитов и сланцев и т.д.

На уровне VII располагаются уже структурные этажи, сформированные формационными комплексами главных структурообразующих этапов. Примером такого структурного этажа, сложенного формационными комплексами рифейского структурообразующего этапа, является миогеосинклиналичный этаж рифея Урала, в состав которого входят четыре крупнейшие осадочные серии (бурзянская, юрматинская, каратавская и ашинская), суммарная мощность которых составляет 12—15 км, а время формирования оценивается цифрами 2000—500 млн. лет. Современная геохронология наметила существование трех главнейших структурообразующих этапов в истории развития земной коры [10]: беломорско-карельского (3500—1700 млн. лет), рифейско-байкальского (1600—500 млн. лет), палеозоидо-альпийского (500—0 млн. лет).

Анализируя размещение различных по рангу подразделений осадочно-метаморфической оболочки Земли на соответствующих уровнях геологической организации и намечая связи между ними, геологи убеждаются, что каждому уровню отвечают свои масштабы геологических тел и тектонических структур. Переходя на более высшие уровни и увели-

чивая свой ранг, вещественные и структурные подразделения приобретают качественно и количественно новые свойства. Решая те или иные вопросы и проблемы как частного, так и общего значения, геолог независимо от объективного существования в природе и мышлении принципа разномасштабности работает на определенных познавательных уровнях сообразно тем задачам, которые ему приходится решать. Принципу разномасштабности подчиняются любые методы исследования в естествознании при переходе от простого к сложному, от описаний — к систематике и геологической истории. Методы, как и предметы геологического мира, имеют свою иерархию, свои сферы применения и использования.

Соблюдение принципа разномасштабности в работе геолога представляет необходимое условие наиболее плодотворной научной и практической деятельности и позволяет направлять исследования в нужном и наиболее важном направлении, обходя "ложные проблемы". Таким путем обеспечивается познавательная комплексность в изучении фундаментальных проблем геологии. Представляется, что конечной целью дальнейших исследований в этом направлении является создание многоуровневого методологического анализа и синтеза в геологии.

## Л и т е р а т у р а

1. *Белоусов В.В.* Пути развития наук о Земле. — В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. Изд-во АН СССР, 1963, с. 11–24.
2. *Брусиловский С.А.* О некоторых вопросах гносеологии в приложении к геологической проблематике. — В кн.: Философские вопросы геологических наук. Изд-во МГУ, 1967, с. 108–129.
3. *Оноприенко В.И.* О системе исследований методологии геологического знания. — В кн.: Методология проблем геологии. Киев, "Наукова думка", 1975, с. 3–6.
4. *Планк М.* Единство физической картины мира. "Наука", 1966, с. 287.
5. *Поспелов Г.Л.* Проблемы метода познания в геологии. — В кн.: Материалистическая диалектика в методах естественных наук. "Наука", 1968, с. 28–36.
6. *Разумова В.Н., Херасков Н.П.* Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения. — В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. Изд-во АН СССР, 1963, с. 4–34.
7. *Херасков Н.П.* Геологические формации (опыт определения) — В кн.: Н.П. Херасков. Тектоника и формации. "Наука", 1967, с. 12–32.
8. *Цейслер В.М.* Об иерархии понятий при формационном анализе. — Изв. вузов. Сер. "Геол. и разведка", 1974, № 11, с. 10–21.
9. *Чайка В.М.* Об основных дискуссионных вопросах геологии докембрия и освещении их в монографии "Геологическое строение СССР". — Сов. геол., 1970, № 8, с. 145–151.
10. *Чайка В.М.* Докембрийские коры выветривания и тектоника. — В кн.: Докембрийские коры выветривания. ВИМС, 1975, с. 34–51.
11. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. "Наука", 1966, 239 с.
12. *Шатский Н.С.* Современная геология и некоторые особенности ее развития. — В кн.: Избранные труды Н.С. Шатского, т. IV. "Наука", 1965, с. 43–51.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАМОРФИЗМА РИФЕЙСКИХ ПОРОД ПОЛУОСТРОВА КАНИН

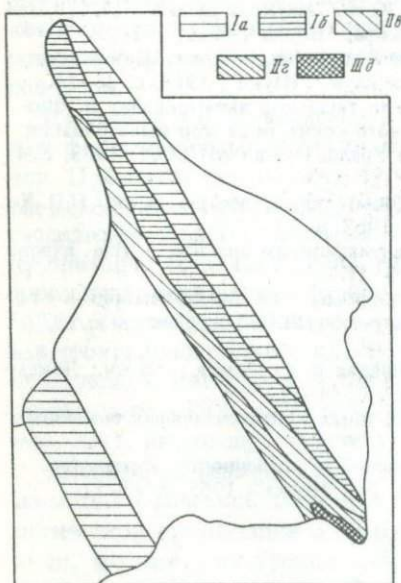
Первая и по существу по сей день единственная попытка обобщить имеющиеся сведения по метаморфизму рифейских пород Тимана и п-ва Канин была предпринята Ю.П. Ивенсенем в 1964 г. [1]. Он установил, что рифейские породы района испытали региональный динамо-термальный метаморфизм различной интенсивности, и высказал предположение о близости метаморфизма Тимана районам классического проявления зонального метаморфизма пелитовых пород Шотландии или Южной Норвегии. В последующие годы другие специалисты, в той или иной степени затрагивавшие вопросы метаморфизма района, по существу лишь повторяли отдельные положения работы Ю.П. Ивенсена.

Исследования, проведенные автором в 1968–1970 гг., показали, что в пределах выходов кристаллического фундамента п-ва Канин степень регионального метаморфизма заметно возрастает при пересечении полуострова с северо-востока на юго-запад. Породы, метаморфизованные в условиях различных фаций, обнаруживают хорошо выраженную зональность (типа Барроу), субпараллельную направлению основных структур хр. Пае (Канин Камень) (рис. 1). Выделяются три зоны: низко-, средне- и высокотемпературная.

Зона I охватывает различные по составу и строению породы от аспидных сланцев и филлитов до слюдяных кристаллических сланцев (для

метапелитов) и зеленых сланцев и хлорит-эпидотовых амфиболитов (для основных метавулканитов), с характерным минеральным парагенезисом хлорит-кварц.

Образования, соответствующие кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации фации сланцев, являются



Р и с. 1. Схематическая карта фаций метаморфизма полуострова Канин

I зона (низкотемпературная). Фация зеленых сланцев: а – кварц-альбит-мусковит-хлоритовая субфация; б – кварц-альбит-эпидот-биотитовая субфация

II зона (среднетемпературная); в – эпидот-амфиболитовая фация, г – амфиболитовая фация, ставролит-альмандиновая субфация

III зона (высокотемпературная): д – амфиболитовая фация, силлиманит-альмандин-ортоклазовая субфация

наиболее низкотемпературными представителями развитых здесь метаморфических пород.

Они резко отличаются от большинства пород канинской свиты своим слабым метаморфизмом, а посему почти всегда сохраняют свою первичную кластическую структуру. По составу это различные кварцито-песчаники, известковистые песчаники, хлорит-серицитовые алевролиты и сланцы, карбонатные породы, с blastosammitовой, blastoalevritовой, blastoalevropelитовой и микролепидобластовой структурами; базальным, контактовым или контактово-поровым характером цементации и слоистыми первично-осадочными текстурами, которые лишь в редких случаях затушевываются позднейшей сланцеватостью. Изредка встречающиеся основные ортопороды представлены небольшими телами метагаббро и метадиабазов.

Все упомянутые образования характеризуются наличием водосодержащих минералов, имеющих низкую температуру образования (альбит, хлорит, серицит, кварц, карбонаты, несколько реже эпидот и хлоритоид, образование которого характерно для пород, богатых глиноземом и имеющих большое значение  $\frac{Fe^{2+}}{Mg}$ ). С точки зрения критических ассоциаций минералов важно отметить отсутствие биотита.

Ниже приводятся наиболее распространенные минеральные парагенезисы основных типов метаморфических пород, встречающихся в поле распространений данной субфации.

Парагенезисы, образующиеся за счет глинистых пород:  $Q + Mu + Chl + Ab \pm Ep$ ; пелито-алевролитовых и пелито-псаммитовых пород:  $Q + Ab + Mu \pm Ep$ ; карбонатно-глинистых и кремнисто-карбонатных пород:  $Cc + Dol + Chl + Q$ ;  $Cc + Ep + Tr + Q$ ; основных сланцев  $Ab + Ep + Chl + Cc$ .

Появление биотита в составе пелитовых пород свидетельствует о вступлении в зону *кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации* фации зеленых сланцев<sup>1</sup>.

Хотя общая интенсивность метаморфизма в данном случае заметно сильнее в сравнении с предыдущим случаем, большинство признаков, указывающих на первичную природу породы, улавливается еще достаточно свободно. Зерна кварца и полевых шпатов практически нигде не утрачивают полностью обломочного облика (особенно четко это заметно в породах, имеющих значительную примесь глинистого материала — метаалевропелитах, метапсаммопелитах и т.д.).

По составу это различные кварцево-слюдистые кристаллические сланцы и кварциты, иногда в той или иной степени обогащенные карбонатным материалом; основные сланцы и т.д., первоначально представляющие толщу ритмичного чередования полимиктовых песчаников, алевролитов и пелитов, содержащих маломощные силловые тела габбро и диабазов. Структуры blastosammитовые, blastoalevролитовые, гранобластовые, лепидобластовые и т.д. (для первично-осадочных пород) и апо-

<sup>1</sup> Подробному парагенетическому анализу метаморфической зональности района предполагается посвятить самостоятельную работу.

офитовые, порфиробластовые, бластопорфиновые и т.д. (для основных метавулканитов). По-прежнему практически неизменными остаются текстурные особенности парапород, хотя в отдельных случаях и они могут быть значительно затушеваны явлениями сланцеватости, плейчестости и кливажа.

Парагенезисы, образующиеся за счет пелитовых пород:  $Bi + Mu + Q \pm Ab$ ;  $Bi + Mu + Chl + Q \pm Ab \pm Ep$ ; пелито-алевролитовых и пелито-псаммитовых пород:  $Q + Ab + Mic \pm Bi \pm Mu \pm Ep$ ;  $Q + Ab + Mu + Bi \pm Ep$ ; карбонатно-глинистых и кремнисто-карбонатных пород:  $Cc + Ep + Tr \pm Q$ ;  $Ab + Ep + Act$ ; основных сланцев:  $Ep + Ab + Chl \pm Q \pm Bi \pm Sph$ ;  $Ab + Ep + Act$ .

**Зона II.** Породы зоны представлены в основном двуслюдяными (биотит-мусковитовыми) и ставролитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, эпидотовыми амфиболитами с характерными ассоциациями, в которых устойчивы эпидот с основным и средним плагиоклазом, мусковит с калиевым полевым шпатом и т.д.

Постепенное возрастание температуры регионального метаморфизма приводит к образованиям эпидот-амфиболитовой фации. Степень изменения пород в этом случае уже достаточно велика, хотя по-прежнему они вполне доступны палеореконструкциям. Прослой песчаников превращены в относительно крупнозернистые гранобластовые кварцево-полевошпатовые гранато-слюдистые породы без ясной сланцеватости; прослой; обогащенные пелитовым материалом в несколько более богатые слюдами и гранатом лепидобластовые разновидности с прекрасно выраженной сланцеватостью, отличающиеся помимо всего прочего от метапесчаников и средним размером основных породообразующих минералов.

В этой фации, так же как и в предыдущей, все еще неустойчив плагиоклаз более основной, чем альбит. Впервые в заметном количестве присутствует альмандин, вместо актинолита появляется роговая обманка.

Парагенезисы, образующиеся за счет пелитовых пород:  $Bi + Mu + Alm + Q + Ab \pm Ep$ ;  $Bi + Mu + Q + Ab \pm Ep \pm Mic$ ;  $Mu + Chld + Alm + Q \pm Ab \pm Ep \pm Chl$ ; пелито-алевролитовых и пелито-псаммитовых пород:  $Q + Ab + Mic \pm Alm \pm Bi \pm Mu \pm Ep$ ; карбонатно-глинистых и кремнисто-карбонатных пород:  $Cc + Ep + Tr + Q$ ; основных сланцев:  $Hb + Ab + Ep + Alm \pm Bi \pm Q$ ;  $Hb + A + p \pm B$ ;  $\pm Q$ ; магнезиальных пород:  $Tr + Chl + Alm$ .

Основным признаком выделения *ставролит-альмандиновой субфации* амфиболитовой фации является присутствие ставролита в составе разнообразных кварцево-слюдистых, кварцево-гранато-слюдистых и кианито-гранато-слюдистых кристаллических сланцев и гнейсов. Парагенезисы, образующиеся за счет пелитовых пород:  $Q + Sta + Alm + Mu + Pl \pm Bi$ ;  $Q + Alm + Mu + Bi + Pl \pm Ep$ ; пелито-алевролитовых и пелито-псаммитовых пород:  $Q + Mic + Pl + Bi \pm Mu \pm Ep$ ; основных сланцев:  $Hb + Pl + Alm + Ep \pm Q \pm Bi$ ;  $Hb + Pl + Ep \pm Q \pm Bi$ ;  $Hb + Pl \pm Di$ ; карбонатно-глинистых и кремнисто-карбонатных пород:  $Cc + Di + Ep \pm Pl \pm Q$ ;  $Cc + Di + Tr$ ;  $Cc + Hb + Ep$ ;  $For + Dol + Cc$ .

*Зона III.* Продолжающееся повышение температуры метаморфизма обуславливает изменение пород уже в условиях кианит-альмандин-мусковитовой и силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации. Породы в этом случае уже настолько утрачивают свой первоначальный облик, что задача его восстановления становится достаточно сложной, а в отдельных случаях и практически неразрешимой. Породы характеризуются преимущественно гранобластовым и лепидобластовым строением с редкими реликтами первично-осадочных и первично-вулканогенных структур и полосчатыми, сланцеватыми и гнейсовидными текстурами. Для зоны характерно наличие ассоциации силлиманита (кианита) с калиевым полевым шпатом, форстерита с кальцитом и т.д. и отсутствие андалузита. Среди пород зоны широко представлены биотит-кианитовые, биотит-силлиманитовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты.

Разности, соответствующие *кианит-альмандин-мусковитовой субфации*, характеризуются следующими наиболее распространенными парагенезисами, образующимися за счет пелитовых пород:  $Q + Ky + Mu + Alm + Pl \pm Bi$ ;  $Q + Alm + Mu + Bi + Pl \pm Ep$ . Метаморфические породы, образованные за счет других исходных пород, имеют такой же состав, как и породы ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации.

Основанием для выделения *силлиманит-альмандин-ортоклазовой*, в нашем случае наиболее высокотемпературной субфации служит неустойчивость мусковита в присутствии кварца с возникновением хорошо известного парагенезиса альмандинового граната, силлиманита и ортоклаза.

Парагенезисы, образующиеся за счет пелитовых пород:  $Q + Sill + Alm + Or \pm Pl \pm Bi$ ;  $Q + Alm + Bi + Or \pm Pl$ ; карбонатно-глинистых и кремнисто-карбонатных пород:  $Pl + Hb + Di + Q \pm Bi \pm Or$ ;  $Cc + Di + Tr$ ;  $Cc + Di + For$ ;  $For + Di + Dol$ ; основных сланцев:  $Hb + Pl + Alm + Q$ ;  $Hb + Pl \pm Di \pm Q$ .

Во всех районах Тимана и Канина рифейские породы испытали более поздний локальный динамометаморфизм (катаклиз и милонитизацию с сопутствующим диафторезом). Милонитизированные кварциты и кристаллические сланцы приобрели специфическую линзовидную текстуру филлонитов, интенсивно хлоритизированных, серицитизированных и карбонатизированных.

На п-ве Канин, так же как и в других районах Тимана (особенно Северном), региональный метаморфизм осложняется явлениями контактового термального метаморфизма и метасоматоза. На Северном Тимане породы биотито-хлоритовой субфации в контакте с гранитами подверглись ороговикованию, а в контактах с сиенитами — интенсивной фенитизации. Локальные проявления фенитизации известны и в других районах Тимана (Четласский камень). На северном побережье п-ва Канин наблюдаются небольшие тела грейзенизированных гранитов, а в районе мыса Микулкина — своеобразные образования, известные здесь под названием скарноидов.

В табл. 1 и 2 приводятся средние химические составы основных типов метаморфических пород полуострова — метапелитов и основных метавулканитов.

Сопоставление химического состава метапелитовых пород в процессе возрастания интенсивности метаморфизма подтверждает заметный привнос натрия в процессе метаморфического преобразования, впервые отмеченный А.А. Маракушевым [3]. Привнос натрия (повышение отношения  $\frac{Na_2O}{Al_2O_3}$ ) отчасти компенсируется выносом калия (снижение отношения  $\frac{K_2O}{Al_2O_3}$ ). Близкие результаты по привносу — выносу щелочных компонентов получены и на основании расчетов, проделанных с использованием кислородного метода Барта. Весьма характерно и заметное увеличение содержания  $TiO_2$  в составе биотитов.

В основных метавулканитах обращают на себя внимание сравнительно высокие содержания калия ( $\frac{Na_2O}{K_2O} = 2,25-3,36$ ), что скорее характерно для разновидностей геосинцилиальных базальтов ( $Na_2O : K_2O < 5$ ), нежели

Таблица 1

Средний химический состав метапелитовых пород (весовые проценты) полуострова Канин, %

Окисел	Северо-запад		Юго-восток	
	Зона I. Северный склон Камнина Камня	Зона II. Южный склон Камнина Камня	Зона II. Так называемая Мурсей-ягинская толща	Зона III. Мыс Микулкина
SiO <sub>2</sub>	63,64	62,63	61,74	62,34
TiO <sub>2</sub>	0,91	0,98	0,83	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,88	16,75	14,95	15,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,02	1,26	2,89	3,98
FeO	4,67	4,95	4,21	4,32
MnO	0,09	0,14	0,28	0,22
MgO	2,85	2,43	2,46	2,04
CaO	0,88	2,05	3,06	3,51
Na <sub>2</sub> O	2,18	2,91	2,38	3,46
K <sub>2</sub> O	3,64	3,54	2,96	3,01
Количество анализов	8	11	10	5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)*	2,11	1,93	2,10	1,69
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O*	0,90	1,24	1,22	1,75
Na <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,22	0,29	0,26	0,37
K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,23	0,21	0,21

\* Молекулярные отношения.

Окисел	Содержание	Окисел	Содержание
SiO <sub>2</sub>	46,38	CaO	8,93
TiO <sub>2</sub>	1,57	Na <sub>2</sub> O	2,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,59	K <sub>2</sub> O	1,01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	Количество анализов	12
FeO	10,20	CaO : Na <sub>2</sub> O*	4,30
MnO	0,20	Na <sub>2</sub> O : K <sub>2</sub> O*	3,36
MgO	6,33	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)*	3,58

\*Молекулярные отношения.

их метаморфических производных ( $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} > 5$ ). Последнее обстоятельство, вероятно, можно бы было отнести за счет более слабой (сравнительно с метапелитами) изученности основных вулканитов полуострова, если бы указанная тенденция устойчиво не прослеживалась и в других районах Тимана. В зонах амфиболитового метаморфизма, по-видимому, отсутствует и существенный вынос кальция из состава метаморфизируемых основных вулканитов, что связывается с возрастанием температуры метаморфизма, повышающей стабильность кальциевых силикатов, и увеличением с глубиной давления  $\text{CO}_2$ , способствующего развитию карбонатов, прежде всего силикатов кальция [2].

#### Т - Р ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА

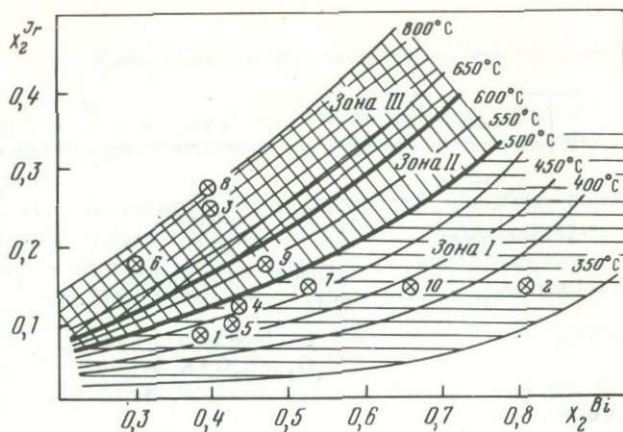
С целью более конкретной оценки температуры регионального метаморфизма нами использовался гранат-биотитовый геотермометр Л.Л. Перчука [4]. Ниже приводятся анализы сосуществующих минералов (граната и биотита), взятые из различных районов полуострова, и расчеты температуры, основанные на известном эффекте распределения Fe и Mg между главными породообразующими минералами (табл. 3—7). Полученные результаты иллюстрируются рис. 2 и соответствуют интервалу температур 350—800°C.

Давление, соответствующее условиям образования рассмотренных минеральных парагенезисов, принимается до 6 кбар (возможно до 7) [3].

В пределах выходов кристаллического фундамента п-ва Канин существует метаморфическая зональность (3 зоны: низко-, средне- и высокотемпературная).

Существование зональности подтверждается закономерной сменой минеральных парагенезисов, петрохимическими данными и прямыми определениями температуры минералообразования в каждой зоне в диапазоне от 350 до 800°C.





Р и с. 2. Распределение магния между гранатом и биотитом (гранат-биотитовый геотермометр) в бедных кальцием породах полуострова Канин. Точками показаны результаты анализов

Таблица 3

Парагенетические ассоциации кристаллических сланцев п-ва Канин

Образец	Порода (сланцы)	Место взятия образца	Q	Pb	Silb	Bi	Mu	Gr	Прочие минералы
1	Двуслюдяной с гранатом	Верхнее течение руч. Тарханов	+	+		1б	+	1г	<i>Ilm, Zr</i>
2	То же	Верхнее течение руч. Большой Табуев	+	+		2б	+	2г	<i>Ilm</i>
3	Силлиманит гранат-биотитовый	Мыс Микулкина	+	+	+	3б		3г	<i>Ilm</i>
4	Гранат-биотитовый	Среднее течение руч. Тарханов	+	+		4б	+	4г	<i>Ilm</i>
5	То же	Там же	+	+		5б		5г	<i>Ilm</i>
6	Силлиманит-гранат-биотитовый	Мыс Микулкина	+	+	+	6б		6г	<i>Ilm, Zr, Ap</i>
7	Гранат-биотитовый	Среднее течение руч. Тарханов	+	+		7б	+	7г	<i>Ilm</i>
8	Гнейс гранат-биотитовый	Мыс Микулкина	+	+		8б		8г	<i>Ilm, Zr</i>
9	Двуслюдяной с гранатом	Нижнее течение руч. Тарханов	+	+		9б	+	9г	<i>Ilm</i>
10	То же	То же	+	+		10б	+	10г	<i>Ilm, Zr</i>

Таблица 4

Химические анализы гранатов, %

Окисел	1г	2г	3г	4г	5г
SiO <sub>2</sub>	38,75	36,84	36,22	36,75	36,75
TiO <sub>2</sub>	1,77	0,68	0,43	0,61	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,90	21,06	21,32	21,40	21,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	2,52	1,21	2,19	1,47
FeO	24,53	31,59	29,82	32,21	33,80
MgO	1,83	3,41	6,11	2,91	2,37
MnO	2,88	1,33	2,01	1,88	1,21
CaO	3,70	2,49	2,26	2,70	2,59
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,23	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,10	0,06	—	—	—
Σ	99,83	100,21	99,38	100,68	100,34

Таблица 4 (окончание)

Окисел	6г	7г	8г	9г	10г
SiO <sub>2</sub>	36,71	38,14	37,08	36,73	37,01
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,58	0,88	0,27	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,24	20,60	21,68	19,73	20,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,59	2,40	—	2,27	0,64
FeO	25,99	25,20	31,85	30,60	30,00
MgO	3,67	3,33	6,9	4,34	2,85
MnO	1,46	5,82	0,46	4,76	0,57
CaO	3,04	2,17	1,26	2,07	2,35
Na <sub>2</sub> O	0,15	—	—	—	0,22
K <sub>2</sub> O	4,07	—	—	—	5,07
Σ	99,78	98,24	100,11	100,77	100,18

Таблица 5

Формулы гранатов со значением параметра X<sub>2</sub>

Элемент	1г	2г	3г	4г	5г
Si	3,029	2,928	2,887	2,932	2,944
Ti	0,104	0,041	0,034	0,036	0,038
Al	2,013	1,979	2,004	2,015	2,034
Fe <sup>3+</sup>	0,251	0,151	0,073	0,131	0,088
Fe <sup>2+</sup>	1,603	2,105	1,988	2,147	2,265
Mg	0,190	0,403	0,720	0,346	0,283
Mn	0,209	0,090	0,136	0,127	0,082
Ca	0,310	2,13	0,193	0,233	0,222
Na	0,012	0,035	—	—	—
K	0,010	0,067	—	—	—
X <sub>2</sub> = $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}$	0,09	0,15	0,25	0,12	0,10

Т а б л и ц а 5 (окончание)

Элемент	6г	7г	8г	9г	10г
Si	2,944	3,060	2,918	2,945	2,987
Ti	0,52	0,030	0,052	0,016	0,036
Al	2,008	1,997	2,011	1,865	1,986
Fe <sup>3+</sup>	0,156	0,145	—	0,137	0,039
Fe <sup>2+</sup>	1,743	1,691	2,096	2,052	2,024
Mg	0,438	0,398	0,809	0,518	0,343
Mn	0,099	0,395	0,032	0,323	0,039
Ca	0,261	0,186	0,106	0,178	0,203
Na	0,023	—	—	—	0,093
K	0,416	—	—	—	0,522
$X_2 = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}$	0,18	0,15	0,28	0,18	0,14

Т а б л и ц а 6

## Химические анализы биотитов

Окисел	1б	2б	3б	4б	5б
SiO <sub>2</sub>	35,97	35,98	35,55	34,75	34,53
TiO <sub>2</sub>	2,26	2,13	2,98	2,07	2,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,79	19,37	13,40	19,71	19,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	2,00	6,67	0,62	0,96
FeO	20,31	17,42	18,83	20,49	20,71
MgO	7,49	9,71	8,67	8,85	8,90
MnO	0,15	0,10	0,33	0,10	0,07
CaO	0,15	—	1,67	0,15	0,02
Na <sub>2</sub> O	0,72	0,18	0,42	0,20	0,17
K <sub>2</sub> O	8,50	8,66	7,75	8,35	8,87
Σ	96,47	95,55	96,27	95,29	95,76

Т а б л и ц а 6 (окончание)

Окисел	6б	7б	8б	9б	10б
SiO <sub>2</sub>	34,05	36,41	37,74	34,77	36,15
TiO <sub>2</sub>	2,48	1,62	3,40	2,02	2,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,03	17,50	18,51	19,51	18,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	—	0,97	3,04	2,15
FeO	22,53	18,19	15,27	17,29	11,88
MgO	5,83	1,09	12,25	10,04	14,89
MnO	0,12	—	0,04	0,14	0,12
CaO	0,40	—	0,38	2,28	0,52
Na <sub>2</sub> O	0,28	6,7	0,30	0,28	0,27
K <sub>2</sub> O	8,03	—	9,04	6,54	9,37
Σ	96,00	91,32	97,90	95,91	96,53

Таблица 7

Формулы биотитов со значением параметра  $X_2$ 

Элемент	1б	2б	3б	4б	5б
Si	2,794	3,296	3,037	2,690	2,678
Ti	0,132	0,146	0,191	0,120	0,136
Al	1,811	2,091	1,349	1,798	1,755
Fe <sup>3+</sup>	0,065	0,138	0,429	0,036	0,056
Fe <sup>2+</sup>	1,319	0,133	1,345	1,325	1,343
Mg	0,867	1,189	1,103	1,021	1,029
Mn	0,010	0,008	0,024	0,007	0,005
Ca	0,013	—	0,153	0,013	0,002
Na	0,110	0,032	0,070	0,030	0,026
K	0,842	1,012	0,845	0,824	0,878
$X_2 = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}$	0,38	0,81	0,40	0,43	0,42

Таблица 7 (окончание)

Элемент	6б	7б	8б	9б	10б
Si	2,682	2,835	2,812	2,671	2,709
Ti	0,147	0,095	0,186	0,117	0,067
Al	1,861	1,607	1,626	1,767	1,681
Fe <sup>3+</sup>	0,134	—	0,055	0,175	0,121
Fe <sup>2+</sup>	1,485	1,180	0,951	1,111	0,736
Mg	0,684	1,265	1,360	1,150	1,666
Mn	0,008	—	0,003	0,009	0,008
Ca	0,034	—	0,030	0,187	0,042
Na	0,043	1,011	0,043	0,042	0,106
K	0,807	—	0,860	0,641	0,897
$X_2 = \frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn}$	0,30	0,52	0,40	0,47	0,66

Предполагается близость характера метаморфизма полуострова к районам классического проявления зонального прогрессивного метаморфизма пелитовых пород, таким, как Дэлрадлан в Шотландии, Сулительма в Южной Норвегии.

## Символы минералов

*Ab* — альбит*Ap* — апатит*Act* — актинолит*Alm* — гранат ряда

пирроп-альмандин

*Bi* — биотит*Cc* — кальцит*Chld* — хлоритоид*Chl* — хлорит

*Di* — диопсид  
*Dol* — доломит  
*Ep* — эпидот  
*For* — форстерит  
*Im* — ильменит  
*Ky* — кианит  
*Mic* — микроклин  
*Hb* — роговая обманка  
*Mu* — мусковит

*Or* — ортоклаз  
*Pl* — плагиоклаз  
*Q* — кварц  
*Sill* — силлиманит  
*Sph* — сфен  
*Sta* — ставролит  
*Tr* — тремолит  
*Zr* — циркон  
*Gr* — гранат

## Л и т е р а т у р а

1. *Ивенсен Ю.П.* Магматизм Тимана и полуострова Канин. "Наука", 1964.
2. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. "Наука", 1973.
3. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. Изд-во МГУ, 1973.
4. *Перчук Л.Л.* Равновесия породообразующих минералов. "Наука", 1970.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Вопрос об образовании бокситов дебатировался со второй половины прошлого столетия. Именно в прошлом столетии была разработана латеритная гипотеза формирования элювиального плаща тропических областей. Прекрасная сводка о содержании и развитии латеритной гипотезы была сделана Гаррасовичем в 1925 г. Несколько позже А.Д. Архангельский, изучая особенности строения и состава месторождений бокситов нашей страны, выдвинул свою хемогенную гипотезу бокситообразования и на ряде примеров показал непригодность применения латеритной гипотезы, особенно в ее чистом виде.

Огромные успехи в изучении бокситовых залежей на территории СССР и детальное изучение процессов корообразования менее чем через 20 лет дали основание для критики гипотезы А.Д. Архангельского и возвращению к латеритной и латеритно-диагенетической гипотезам, последняя из которых была разработана Г.И. Бушинским.

В последние годы В.П. Петровым и его учениками разрабатывается весьма близкая к идеям А.Д. Архангельского новая гипотеза. Особенный интерес вызывают исследования этой группы касающиеся начальных форм выветривания. Исследователям удалось показать, как в процессе выветривания калиевые полевые шпаты преобразуются в каолинит, плагиоклазы в галлуазит и монтмориллонит, пироксены и амфиболы частично образуют окислы железа и алюминия, частично преобразуются в хлориты и монтмориллониты. По мусковиту чаще всего образуется каолинит, по биотиту — гидрослюда и гидрохлориты.

По данным исследователей этой группы, профиль коры выветривания имеет существенно иное строение, чем это представлялось ранее. Так, зоны свободных окислов алюминия главным образом формируются в основании профиля выветривания и частично в его средней части, но никак не в верхней, поэтому идея формирования бокситов за счет размыва верхней зоны коры выветривания теряет силу.

Исследования многих бокситовых районов нашей страны и мира, проводившиеся в последние годы М.В. Пастуховой (1974), М.В. Дубровской (1973), Ф.С. Ульмасваем (1973) и другими, показали, что осадочные бокситы образуются не за счет механического переотложения верхней наиболее разложившейся зоны коры выветривания, а за счет бокситизации различных глинистых минералов, имеющих несовершенную структуру, в частности за счет галлуазита, каолинита, монтмориллонита, гидрохлорита, цеолитов и возможно других смешанно-слоистых минералов.

Именно по этим минералам в процессе седиментации и последующих процессов диагенеза происходит формирование бокситовых залежей. Процесс этот заканчивается после уплотнения осадка, когда порода те-

ряет главное и необходимое для бокситизации свойство — проницаемость для водных потоков

Таким образом, на современном уровне исследований можно считать доказанным, что источником для осадочных бокситов является не латеритная кора, а обычные гидрослюдисто-каолинитовые образования, весьма распространенные в достаточно широких климатических зонах. Формирование бокситовых залежей осуществляется действительно при наличии жаркого и крайне влажного климата, но не в коре, а в осадке. В такой обстановке палеогеографические построения, благоприятствующие образованию бокситов, будут значительно сложнее, чем нам это представлялось ранее. Значительную роль в бокситообразовании играет и субстрат. Особенно благоприятным субстратом являются рыхлые туфогенные и эффузивно-осадочные образования.

Исходя из новых точек зрения на образование бокситов, в настоящее время особенный интерес представляют собой коры выветривания Воронежской антеклизы, где по существующим ранее представлениям [5,6] развиты осадочные и остаточные латеритные бокситы.

Появившиеся в последние годы новые данные по составу и характеру строения бокситовых толщ Воронежской антеклизы, а также развиваемые рядом авторов точки зрения на процесс бокситообразования позволили нам пересмотреть генезис бокситов КМА и сделать ряд важных выводов относительно субстрата и происхождения некоторых бокситовых залежей Воронежской антеклизы, а также показать, что аналогичные процессы характерны для многих бокситоносных отложений девонского возраста на территории Русской платформы.

Предыдущими исследователями установлено широкое развитие вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среди верхнедевонских отложений юго-восточного склона Воронежской антеклизы и полное отсутствие девонских осадков на юго-западном склоне [1, 2]. Девонские отложения юго-восточного склона антеклизы представлены двумя толщами, нижняя из которых сложена туфами, туфобрекчиями, туффитами и туфопесчаниками муллинского времени, верхняя — многочисленными потоками базальтов петинского времени и синхронных излиянию базальтов отложениями терригенной мамоновской каолинитовой толщи.

Верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения подстилаются толщей алевро-глинистых пород оскольского и воробьевского горизонтов среднего девона, имеющих незначительную мощность. В оскольских и воробьевских отложениях, особенно в верхней части, содержатся значительное количество оглиненного пеплового материала и редкие обломки мало измененных эффузивных пород.

Двучленное строение разреза вулканогенно-осадочного девонского комплекса предполагает наличие двух этапов проявления верхнедевонского вулканизма.

Первый этап носил преимущественно эксплозивный характер и проявлялся в конце среднего, начале верхнего девона, второй — эффузивный. Туфы первого этапа имеют преимущественно щелочной состав и в значительной степени обогащены титаномагнетитом.

На вулканогенно-осадочных отложениях муллинского времени разви-

ты латеритные коры выветривания с минералами свободного глинозема, описанные рядом авторов [5, 6].

Изучение литологических особенностей и типов пород вулканогенно-осадочной толщи позволило установить, что наиболее благоприятным субстратом для латеритных кор выветривания являлись пористые туфы типа игнимбритов. В этих туфах нами были определены гиббсит, бемит, диаспор и шамозит. Интересно отметить, что установленных ранее классических зон, характерных для латеритного профиля, здесь не наблюдается. Гиббсит, бемит, диаспор образуются непосредственно по стекловатому базису эффузивных обломков или замещают вкрапленники плагиоклазов.

На юго-западном склоне Воронежской антеклизы девонские отложения не были обнаружены предыдущими исследователями, и вся толща осадков, на которых развиты латеритные коры выветривания, относилась к нижепротерозойским отложениям курской серии.

Благодаря детальному анализу нового кернового материала и находке в нем фауны девонского возраста нам удалось установить наличие девонских осадков в районе Висловского, Игуменского и Мелихо-Щебекинского участков КМА.

Эти осадки, так же как и на юго-востоке антеклизы, представлены комплексом вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, но значительно более сложного строения.

В основании этого комплекса пород среди песчано-глинистых пород и мелкообломочных глинистых брекчий В.А. Головки впервые были обнаружены радиолярии, определенные Б.Б. Назаровым (ГИН АН СССР) как верхне- и среднедевонские. Им было установлено в этих осадках наличие семи видовых и шести родовых видов радиолярий, таких, как: *Entactinosphaera cf. somphyora* Forman, *Entactinosphaera aff. tenella* (Hinde), *Asteroentactinia cf. panxilla* Nazarov (in litt)?, *Entactinia aff. australia* (Hinde)?, *Entactinospacra sp.?*, *Amphibrachium sp.*, *Polyentactinia aff. craticulata* Forman, *Asteroentactinia sp.*, *Polyentactinia sp.?*, *Entactinia sp.*, *Asteroentactinia aff. paranae* (Hinde).

По некоторым скважинам четко устанавливается приуроченность одних видов радиолярий к самым низам осадочной толщи, других — к верхним горизонтам. В скважине 1517 Висловского участка в основании осадочных отложений были обнаружены обломки раковин брахиопод размером до 1 см. Среди этих обломков А.И. Ляшенко (ВНИГНИ) определил *Chonetes af Vorobiensis* Zjas с четкой структурой, характерной для этого вида. Указанная форма является руководящей для воробьевского горизонта живецкого яруса среднего девона.

По ряду скважин в этих же отложениях В.Г. Умной (ГУЦР) были определены комплексы спор верхнедевонского и среднедевонского возраста.

Все эти фаунистические и флористические находки дают возможность часть отложений юго-западного склона Воронежской антеклизы рассматривать как среднедевонские морские осадки, сформировавшиеся на размытой поверхности протерозойских сланцев, кварцитов и богатых железных руд.

Девонский вулканогенно-осадочный комплекс Белгородского района КМА имеет мощность от 10 до 89 м и сложен следующими породами.

1. В основании разреза на выветрелой поверхности богатых железных руд и сланцев залегает горизонт мелкообломочных брекчий и песчано-глинистых пород. Брекчии состоят из различных по форме обломков железных руд, кварцитов, глинистых сланцев, кремнисто-глинистых пород афанитовой структуры, а также отдельных зерен кварца. Размер обломков колеблется от 1 до 3 мм. Цементом брекчий служит глинистый материал каолинит-гидрослюдистого состава с примесью оглиненного пепла. Мелкообломочные брекчии сменяются в разрезе тонкослоистыми горизонтально-слоистыми глинами и алевролитами гидрослюдисто-каолинитового состава, содержащими большое количество обломков выветрелых сланцев, эффузивов фельзитового облика, туфов и рогульковидных реликтов вулканических стекол. В этой толще содержится большое количество зерен глауконита и радиолярий ( $D_2 - D_3$ ), спикулы губок и споры, свойственные отложениям старооскольского горизонта  $D_{-2}$ . Иногда количество перемытого сланцевого материала настолько велико (более 50%), что переход от выветрелых сланцев курской серии к осадочным аргиллитам девона литологически почти не заметен. Этот факт заставляет многих исследователей рассматривать песчано-глинистую толщу и сланцы курской серии как единый протерозойский комплекс пород. Однако при детальном изучении этой толщи можно убедиться в ее неоднородном составе, значительном количестве терригенного материала в ней, при большом количестве органических остатков и текстурных различиях пород.

Эта толща в разрезе постепенно переходит в толщу оглиненных туффитов, содержащих обломки эффузивных пород, кристаллы турмалина, циркона, новообразованного рутила и тремолита. Трещины и пустоты в туффитах иногда выполнены гиббситом и крупнокристаллическим бемитом. Глинисто-туфогенная толща также содержит обломки спикул губок, радиолярий и зерна глауконита.

Однако если низы толщи представлены типично морскими горизонтально-слоистыми осадками, то в верхних горизонтах толщи они напоминают осадки вырождающихся морских бассейнов. Для них характерно наличие косослоистых серий среди горизонтально-слоистых осадков и значительно большее количество грубого терригенного материала, представленного главным образом обломками вулканических пород.

2. Вулканогенно-осадочная девонская толща по ряду изученных нами разрезов сменяется типично вулканогенной толщей, представленной литокластическими, а иногда литовитрокристаллокластическими субазральными туфами. Литокластические туфы представлены обломками эффузивов различной формы: веретенообразными, уплощенными, линзовидно-вытянутыми. Характерно конформное соотношение обломков, часто одни обломки обтекают другие или захватывают их в свою массу. В обломках хорошо видны флюидальные структуры течения, а также реликтовые порфиновые структуры. Часто литокластические туфы переходят в сваренные туфы с четкими границами спекания или туфолавы. Среди туфолав хорошо видно, как отдельные обломки

эффузивов с порфировой структурой захватываются вязкой текущей лавой и приобретают вид вытянутых, как будто рассланцованных пород. По этим литокластическим туфам и идет образование бокситовых минералов. Крупнокристаллические бемиты, которые, по-видимому, образуются по вкрапленникам плагиоклаза, редко сохраняются, они разрушаются, перекристаллизовываются и образуют более мелкие боченковидные кристаллы. Эти кристаллы бемита часто кристаллизуются на месте спекания обломков, образуя каемку. Более мелкие пелитоморфные кристаллы бемита в ассоциации с шамозитом развиваются по основной массе литокластов или по цементирующей массе смешанных туфов.

Выше бокситов обычно залегает толща сильно железистых карбонатизированных базальтов и лавовых брекчий. Среди базальтов преобладают оливиновые базальты с хорошо сохранившейся порфировой структурой. Оливин замещается идингситом и гетитом. Иногда в пустотах и миндалинах, заполненных первоначально хлоритом и цеолитами, образуется гиббсит.

Часто среди лавовых брекчий встречаются обломки нижележащих бокситизированных литокластических туфов и обломки глинистых туффитов. В скв.1610 на железистых базальтах залегает еще горизонт стекловатых свежих не выветрелых туфов, на которые с перерывом ложатся известняки карбона. В ряде случаев базальты размыты, имеют очень незначительную мощность (скв.1841) и превращены в железистую брекчию. Обычно на таких брекчированных перемытых базальтах залегают типично осадочные железисто-алюминиевые бобовые руды, состоящие из бобовин гиббсит-каолинистового состава и оолитовых железных руд. Цемент в этих рудах — глинисто-каолинистовый, лимонитизированный.

Такое строение разреза девонских отложений и развитых по ним бокситов заставляет предполагать, что выветривание происходило не в предвизейское время, а значительно раньше, скорее всего в предпетинский перерыв, когда происходили значительные тектонические перестройки, сопровождающиеся вулканизмом.

Таким образом, установленные нами вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения среднего и верхнего девона на юго-западном склоне Воронежской антеклизы имеют много общих черт с разновозрастными отложениями юго-восточного склона.

Образование этих пород связано с последней завершающей стадией платформенного вулканизма на Русской платформе, который проявлялся в течение всего франского и начале фаменского времени.

Проявление этого вулканизма связано с оживлением тектонической деятельности в отдельных районах Русской платформы: Воронежской антеклизы, Тимана, северных и восточных районах Волго-Уральской антеклизы. Вдоль долгоживущих глубинных разломов, а также в местах пересечения их с молодыми оперяющими разломами девонского возраста в этот этап возникли отдельно вулканические центры, происходила интенсивная эксплозивная деятельность и излияние лав базальтового состава.

Исследования, проведенные в последние годы на Тимане [4], показали, что там имеют место две коры выветривания — более древняя,

представленная гидрослюдисто-каолининовым комплексом, и более молодая верхнедевонская, представленная алитными породами. Бокситы образуются только в тех местах, где кроме древней коры присутствуют взрывчатые толщии ранней фазы девонского вулканизма, представленные туфами, туфобрекчиями, реже маломощными покровами базальтов. Вторым обязательным условием определяющим появление остаточных бокситов, является наличие систем разломов, обусловивших интенсивную трещиноватость пород.

Таким образом, в пределах Воронежской антеклизы, так же как и на Тимане на вулканогенно-осадочных субаэральных отложениях девонского возраста, развиты латеритные коры выветривания с минералами свободного глинозема, а в особо благоприятных районах формировались элювиальные залежи бокситов [3, 4 и др.].

Наличие бокситов среди вулканогенно-осадочных отложений девона можно рассматривать как один из поисковых признаков на бокситы в ряде районов Русской платформы.

До сих пор перспективным для поисков бокситов считался лишь предвизейский перерыв, а наилучшим субстратом для образования бокситов КМА являлись протерозойские сланцы. Установленное нами наличие девонских вулканогенно-осадочных отложений и развитие на них элювиальных бокситов на территории КМА дают возможность поновому оценить и расширить перспективы бокситоносности этого важного народнохозяйственного района.

## Л и т е р а т у р а

1. *Богунова Л.С.* Палеогеографические условия формирования кор выветривания докембрийских образований и стратиграфическое положение бокситов в Белгородском районе.— Материалы по геологии полезных ископаемых Центральных районов Европейской части СССР, 1970, вып.6.
2. *Быков И.Н.* Некоторые данные о структурном положении вулканических аппаратов верхнедевонских базальтов юго-восточной части Воронежской антеклизы. — В кн.: Вопросы геологии и полезных ископаемых Воронежской антеклизы, т. 66. Изд-во ВГУ, 1972.
3. *Игнатьева Л.А., Ипатов М.М.* Верхнедевонские вулканогенно-осадочные отложения Русской платформы и связанные с ними латеритные коры выветривания.— Тезисы IV Всесоюз. семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу, 1974.
4. *Лебедев В.А., Плякин А.М.* О связи бокситов Среднего Тимана с раннегерцинским вулканогенно-осадочным комплексом. — Тезисы IV Всесоюз. семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу, 1974.
5. *Никитина А.П.* Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. "Наука", 1968.
6. *Одокий Б.Н.* и др. Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской антеклизы. — Труды III Совещ. по проблеме Воронежской антеклизы, 1966.
7. *Плякин А.М.* О возрасте латеритных бокситов Тимана.— Литол. и полезн. ископ. 1974, №4
8. *Трубина К.Н.* Развитие бокситов в латеритной коре выветривания (на примере Северо-Онежского месторождения).— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1961.
9. *Passaga R.* Texture as characteristic of clastic deposition. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1957, 41, N 9.

## ВЛИЯНИЕ ВТОРИЧНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ БОКСИТАХ НА ПРОМЫШЛЕННУЮ ОЦЕНКУ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вторичные изменения могут улучшать или ухудшать качество бокситов. Качество бокситов регламентируется ГОСТ-972-50, технические условия которого (табл.1) являются законом для определения пригодности бокситов как сырья на глинозем. Как показали исследования, месторождения бокситов в той или иной степени подвержены вторичным изменениям: каолинизации, карбонатизации (сидеритизации), ожелезнению, сульфатизации и т.д.— ухудшающим и обелению, гиббситизации — улучшающим качество бокситов.

В количественном и качественном соотношении эти процессы на месторождениях различны. Для Северо-Казахстанских месторождений характерны каолинизация и сидеритизация, проявляющиеся по-разному в каждом из отдельно взятых месторождений. Для Аркалыкских месторождений характерна каолинизация 40% всех бокситов с весьма незначительным проявлением сидеритизации 0,3%, а также сульфатизации. Для месторождений Аятской группы выраженными являются процессы сидеритизации, идущие одновременно с каолинизацией бокситов, особенно верхних частей рудных тел на глубину 2—5 м. Каолинизации и сидеритизации подвергнуто около 15% рудного тела. На Покровской группе месторождений все бокситовые тела в той или иной степени сидеритизированы и в меньшей степени каолинизированы. Отмечаются линзы нацело сидеритизирован-

Таблица 1

Марка боксита	Количественный состав		Назначение
	содержание $Al_2O_3$ в пересчете на сухое вещество, %	весовое отношение $Al_2O_3 : SiO_2$ (кремневый модуль)	
БВ	52	12,0	Производство корунда
Б-1	52	10,0	
Б-1	49	9,0	Производство глинозема, электрокорунда и глиноземистого цемента
Б-2	46	7,0	Производство глинозема,
Б-3	46	5,0	плавленных огнеупоров и глиноземистых цементов
Б-4	42	3,5	Производство глинозема и огнеупоров
Б-5	40	2,6	
Б-6	37	2,1	Производство огнеупоров, мартовское производство
Б-8	28	4,0	Производство глинозема

ных бокситов с содержанием  $\text{CO}_2$  до 15–20%. Процессы каолинизации и сидеритизацией широко проявляются и на Соколовском месторождении. В месторождениях бокситов на Енисейском Кряже и Салаире наиболее выражены процессы каолинизации и ожелезнения. Процессы, связанные с обелением и гиббситизацией, локально проявляются на всех месторождениях.

Процесс каолинизации ведет к повышению в бокситах содержания кремнезема и возникает на месторождениях по двум причинам: 1) при выветривании бокситов на дневной поверхности, 2) в результате циркуляции грунтовых вод, содержащих растворенную кремнекислоту в приповерхностных частях и на глубине.

П.П. Коннов, изучавший процессы современного выветривания бокситовых пород Средней Азии, указывает, что при выветривании бокситы покрываются светлыми корочками каолинита и происходит ухудшение качества бокситов примерно на глубину 10 м. При выветривании окись алюминия выщелачивается и мигрирует на глубину, обуславливая обогащение бокситов ниже зоны поверхностных изменений. В то же время гидроокислы железа и кремнезема менее подвижны, но их миграция наблюдается.

Поверхностные изменения для бокситов Герцеговины и Австрии описал Хаберфельнерон. Руда, продолжительное время пролежавшая в штабелях, покрывается белыми выцветами, состоящими из бемита и каолинита. Он отмечает, что на месторождениях в верхних частях залежей бокситы имеют высокое содержание кремнезема и низкое окиси алюминия.

С.И. Бенеславский приводит описание выветривания бокситов Североуральских, КНР, РНР и месторождений других стран, указывая, что при выветривании их происходит глинизация, загипсование и омарганцевание. Иногда образуются тонкие пленки опала, каолинита, гидраргилита и алюможелезистых сульфатов, далее им указывается, что состав бокситов является ведущим фактором в образовании вторичных минералов при их выветривании.

Паррисон впервые доказал, что кристаллический каолинит может образовываться при реакции мелкозернистого и микрозернистого гиббсита с кремнекислотой, привносимой в растворах грунтовыми водами. При этом происходит соединение кремнезема с частью глинозема гиббсита в количестве, стехеометрически необходимом для образования каолинита. Остаток глинозема чаще всего соединяется со следующей порцией раствора, поэтому не всегда наблюдается миграция глинозема при каолинизации гиббситовых бокситов. Процесс каолинизации на глубине может быть вызван двумя причинами: 1) привнос кремнезема грунтовыми водами, дренирующимися в бокситы из покрывающих и боковых пород, что приводит к увеличению в боксите валового содержания кремнезема при сохранении первоначального качества глинозема; 2) перегруппировка элементов в результате воздействия бескремнистых грунтовых вод на бокситы, что приводит к переходу в раствор кремнезема кварца, содержащегося в боксите, и вызывает относительное увеличение глинозема. Это подтверждается коррозией и замещением кварца и других терригенных зерен в боксите.

Возникающий такими путями вторичный каолинит образует вкрапленности, многочисленные жилки и полосы. Жилки часто секут бобовины и

зерна минералов, свидетельствуя о том, что каолинизация происходила после консолидации бокситового осадка.

Каолинизация бокситов определяется изменением отношения глинозема к кремнезему по сравнению с неизменными бокситами.

Вторичная каолинизация происходит не только за счет гиббсита, она возникает и при выпадении гелей глинозема и кремнезема, часто совместно мигрирующих в растворах среди бокситов, которые наблюдаются в жилках, пронизывающих бокситы. Процессы каолинизации описаны различными исследователями: Г.Д. Бушинским, А.П. Никитиной, В.И. Деминой и многими другими почти на всех месторождениях бокситов.

С процессом выветривания связана каолинизация в первой и второй зонах вторичного изменения бокситов на Аркалыкском месторождении. На глубине процессы каолинизации связаны с циркулирующей грунтовых вод, содержащих растворенную кремниевую кислоту.

Высокое содержание кремнезема в белых каолинизированных участках первой зоны до 44,16% снижает качество бокситов почти на 50%. всех запасов по 7-му участку Аркалыкского месторождения до марок Б5. Расположение рядом обеленных участков бокситов с содержанием  $\text{SiO}_2 = 2-3\%$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 48 до 62%, которые по данным Тургайского бокситового рудника составляют 45%, позволяет относить руду этих участков к маркам Б-2, Б-3. При валовой добыче содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в руде усредняются до марок Б-4, Б-3.

Измененные бокситы второй зоны мощностью 5–10 м полностью идут в отвал как некондиционные.

На Соколовском месторождении каолинизированные бокситы, особенно верхние части рудных тел с содержанием  $\text{SiO}_2 = 30-40\%$ , а глинозема 20–30% и мощностью 3–5 м, являются некондиционными.

Некондиционной является и большая часть Салаирских месторождений бокситов. Они, как и Апрельское месторождение, интенсивно каолинизированы. По данным А.М. Малолетко, каолинизация проникает на глубину от 5 до 25 м с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 20 до 48%, а  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 26-39\%$  с кремневым модулем ниже двух. Для переработки на глинозем такие бокситы непригодны, поэтому их частично используют как сырье для огнеупоров.

Непригодность к переработке каолинизированных бокситов на глинозем гидрохимическим способом обусловлена тем, что минералы каолиновой группы легко взаимодействуют с раствором едкой щелочи, образуя натриевый алюмосиликат ( $\text{Na}_2\text{O} : \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), который выпадает в осадок, удаляющийся с красным шламом. Образование этого соединения является одной из причин потерь щелочей и окиси алюминия. Так, при содержании в бокситах кремниевой кислоты в количестве 12% потери каустической щелочи составляют 224 кг на тонну полученного глинозема, а окиси алюминия – 9,6%. Кроме того, присутствие повышенного количества кремнезема в алюмосиликатах отрицательно влияет на чистоту отделения алюминатных растворов от шлама и на скорость отстаивания последнего.

Процесс карбонатизации (сидеритизации) бокситов меньше распространен среди мезо-кайнозойских месторождений, чем каолинизация.

Наиболее ярко он выражен в Северо-Казахстанских месторождениях: Покровское, Аятское, Краснооктябрьское и др. Несколько слабее на Соколовском. Частичной сидеритизации подверглись бокситы Высокопольского месторождения.

Сидеритизация, как правило, связана с циркуляцией вод, содержащих углекислоту в приповерхностных и более глубоких частях рудных тел. Содержание сидерита в боксите определяется количеством находящейся в нем окиси железа, которая восстанавливается и соединяется с углекислотой, привносимой грунтовыми водами, превращаясь в карбонат железа. Полнота реакции окисления железа и углекислоты зависит от минеральной формы железа. Как показали наблюдения, более легко с углекислыми водами реагируют гематогель и другие неполнокристаллические формы железа.

В процессе сидеритизации увеличивается содержание в бокситах углекислоты, и закиси железа.

О степени сидеритизации бокситов можно судить по отношению содержащихся в них  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ , которые на Аятском и Покровском месторождениях равны 1,5 и колеблются от 10,0 в первичных красных бокситах до 0,35 в бурых измененных.

В рассматриваемых месторождениях сидеритизация с максимальными 15–20% значениями приурочена к верхним частям рудных тел (гл. 5–10 м) и распределяется равномерно по их площади, постепенно убывающая сверху вниз до 5–1%. Рассмотренный характер сидеритизации рудных тел указывает на ее широкую распространенность в отдельных месторождениях, приводящую к образованию из бокситов каолинит-сидеритовой породы, непригодной для получения из нее глинозема. Распространенное мнение, что окисные формы железа (гетит и гематит) не могут являться источником железа для сидерита, по-видимому, требует пересмотра. Новые работы Ф.В. Чухрова с соавторами (1973–1974) о роли микроорганизмов в преобразовании окислов железа являются весьма убедительными, и они находят подтверждение на примере сидеритизации красных гетитовых с гематитом бокситов. В этих бокситах гематит переходит в гетит и далее гидратируется в водные окислы, вполне возможно через стадию ферригидрита, на что указывает Ф.В. Чухров (1974). Сказанное подтверждается целым рядом примеров сидеритизации и обесцвечивания первоначально сложных гетитом и гематитом бобовин в бокситах Аятского, Покровского, Краснооктябрьского, Соколовского и других месторождений СССР.

Сидеритизация бокситов является процессом, ухудшающим их качество в среднем. Этот процесс охватывает 15% площади рудного тела, а иногда и все 100%. При переработке бокситов углекислота, входящая в состав сидерита и других карбонатов, реагирует с едким натром, образуя соду —  $Na_2CO_3$ . Накопившаяся сода выделяется в выпарных аппаратах, что вызывает их неравномерную работу и снижает производительность. Кроме того, увеличение количества соды в процессе переработки боксита повышает расход на ее каустификацию (превращение в едкий натр). Переработка высококарбонатных бокситов также может приводить к потерям глинозема в виде алюминатов кальция.

В рассмотренных месторождениях были выявлены участки и зоны вторичного ожелезнения бокситов, занимающие от 1 до 5% рудного тела, а иногда до 10% его площади. Вторичное ожелезнение выражается в образовании жеод, натечных корок, пленок, прожилков, жил и других форм и видов, явно наложенных на ранее сформированные красные бобовые бокситы и глины. Железо в этих вторичных образованиях представлено окислами и гидроокислами (гетит, гидрогетит), причем последние преобладают.

Как было описано выше, при обелении верхних частей рудных тел бокситы меняют свою окраску от темно-вишневой и бурой внизу до светлых тонов вверху. Такое изменение окраски бокситовой породы связано с разным содержанием в ней железа и обычно приурочено к перерывам, имеющим место среди бокситоносной толщи, к местам выхода бокситов на поверхность, а также к углистым породам и, кроме того, обуславливается миграцией вод, содержащих растворенную углекислоту.

На Аркалыкском месторождении выявлена зона мощностью 2 м вторичного ожелезнения бокситов с содержанием  $Fe_2O_3$  от 21,70 до 53,44%.

Эта зона сопровождает выше расположенные обеленные участки бокситов. Железо в этой зоне концентрируется в окисных и гидроокисных соединениях, которые настолько насыщают бокситы, что они превращаются в алюможелезистые породы с преобладанием железа и становятся непригодными для получения из них глинозема. Минералы окиси и гидроокиси железа представлены гематитом, гидрогематитом, гетитом и гидрогетитом и образуют здесь тонкодисперсные агрегаты, неравномерно пропитывающие вещество боксита. Бобовины в основном сложены гематитом, гидрогематитом, иногда гетитом.

Все это приводит к мысли о том, что гетит и гематит, по-видимому, могут приобретать химические формы, способствующие их растворению и переносу и образованию вновь. Такое поведение железа нами основывается на данных Ф.В. Чухрова о роли микроорганизмов в поведении железа в поверхностных условиях. Масштабы вторичного ожелезнения бокситов на месторождениях обычно невелики, но есть случаи ожелезнения крупных рудных тел.

Окись железа в производстве глинозема оказывается нежелательной примесью. Содержание окиси железа в конечном продукте глинозема не должно превышать сотых долей процента. Однако переработка железистых бокситов щелочными методами, при которых окись железа не растворяется и направляется в отвал с отходами производства, допускает присутствие окиси железа до 30%.

При получении глинозема методом спекания большое количество железа также оказывает вредное влияние. Шихта получается легкоплавкой, что усложняет работу печей спекания и снижает качество спека по содержанию растворимого глинозема. К полезным компонентам окись железа относится только при использовании бокситов для получения красок.

Мало распространенный и слабо изученный процесс сульфатизации, выраженный присутствием в бокситах минералов сульфата алюминия, реже железа: алунита, алуминита, ярозита и, кроме того, гипса — отрицательно сказывается на качестве бокситов.

В рассмотренных месторождениях бокситов была выявлена связь сульфат-алюминиевых минералов с процессами сернокислотного преобразования бокситов. Источниками сернокислых растворов служили в одном случае пирит в угленосных породах, залегающих среди бокситов; в другом — гипсоносные глины, содержащие прослой гипса и залегающие выше бокситоносных отложений.

При растворении гипсов или в период их образования кислые воды просачивались сквозь толщи подстилающих пород, вызывая в них перераспределение элементов.

Сернокислотное преобразование бокситов характеризуется определенной ассоциацией минералов: алунит—алуминит—аллофан—гиббсит—галлуазит — каолинит — ярозит, присутствие которых указывает на миграцию кислых вод.

Подобная минеральная ассоциация встречена нами на Аркалыкском месторождении (уч.7, зал. 1, 3, 4; уч.4, зал. 3, 1 и др.) как в средних, так и в верхних сильно измененных целым рядом наложенных вторичных процессов, частях рудного тела бокситов, а также на Украине — Высокопольское месторождение, зал. Малая Шестерня, Урале — Соколовское месторождение.

Характерными формами проявления сернокислотного преобразования бокситов являются прожилки, желваки, конкреции, пятна алунита в ассоциации с теми или иными названными выше минералами.

Наибольших размеров желваки алунита обнаружены нами на Аркалыкском месторождении, которые залегают в средней части залежи среди обеленных и измененных бобовых бокситов, они образуют весьма прерывистый непостоянный и маломощный (от 5 до 30 см) горизонт. Максимальный размер встреченных желваков 18 x 30 см. В самих бокситах, как уже указывалось, также фиксировалось присутствие, особенно в цементе, алунита в виде разрозненных кристаллических зерен и их мелких скоплений. Химический состав конкреций из желваков показывает содержание  $S_{\text{общ.}} = 9,57\%$  (табл. 2), в анализе боксита сера не определялась, но петрографические и рентгеноструктурные исследования указывают на присутствие алунита в бокситах в зоне, прилегающей к желвакам и мелким конкрециям алунита.

Во время работы на Аркалыкском карьере мы обратили внимание местных геологов на алунитизацию бокситов, приуроченную к средней части рудного тела. Своевременное выявление крупных желваков алунита, алуминита при добыче руды и выборке таких участков позволяют повышать качество бокситов и избавлять их от загрязнения серой.

Кроме алунита и алуминита, сера приурочена к гипсам, которые в виде жил или пленок отмечаются в различных участках рудных тел, залегающих под гипсоносными отложениями аральской свиты. Пирит встречается очень редко среди обугленных растительных остатков и приуро-

Таблица 2

Химический состав, объемный и удельный веса и пористость конкреций из желваков алунита (обр. 857) и вмещающих их бокситов (обр. 857<sup>а</sup>) (Аркалыкское месторождение, уч. 7, зал. 1)

Оксид	Вес. % анализа		Количество компонента, мг/см <sup>3</sup>		Абсолютная разница	
	857 <sup>а</sup>	857	857 <sup>а</sup>	857	мг	%к 857 <sup>а</sup>
SiO <sub>2</sub>	23,00	1,36	354	24	-330	93
TiO <sub>2</sub>	12,30	0,84	189	15	-174	92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,03	34,90	646	612	-34	8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,04	0,24	32	5	-27	85
FeO	0,11	0,14	1	2	+1	50
MnO	0,01	0,012	1	1	-	-
MgO	0,08	0,12	1	2	+1	50
CaO	0,11	0,61	1	10	+9	563
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,53	2	9	+7	481
K <sub>2</sub> O	0,08	9,84	1	172	+171	13169
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,050	1,5	1	-0,5	33
CO <sub>2</sub>	0,06	0,08	1	2	+1	50
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	20,05	-	308	-	-	-
П.п.п.	-	42,67	-	743	-	-
SO <sub>3</sub>	-	9,57	-	167	+167	100
Сумма	100,08	100,88	1538	1770		
S <sub>общ.</sub>	Не обн.	13,86				
Объемный вес	1,54	1,77				
Пористость, %	43,8	36,6				
Удельный вес	2,74	2,79				

чен к угленосным отложениям, в бокситы попадает лишь при разработке участков с углистыми прослоями.

В общем содержание серы для рудных тел Аркалыкского месторождения невелико и колеблется в пределах десятых и сотых долей процента. Резкие скачки (от 1 до 3%) редки и обусловлены вторичными сульфатсодержащими минералами в бокситах алунита, алюминита, гипса, изредка встречаются пирит, марказит, ярозит, мелантерит и т.д., но ведущим является алунит. Часто загрязнение бокситов серой происходит при разработке их, когда в выбираемую руду сваливаются глыбы сверху, где сера содержится, как указывалось выше, в некondиционных измененных вторичными процессами бокситах и в гипсе.

На Соколовском месторождении в виде вкрапленности в боксите встречен алюминит, а на Высокопольском — алунит образует прожилки среди каолинизированных бокситов в верхних частях рудного тела на шахте М.Шестерня, но не исключено его присутствие и в более глубо-

Таблица 3

Химическая характеристика (в % и мг/см<sup>3</sup>) обеленных и красных бокситов\*

Параметр	Вес. % анализа		Количество компонен- та, мг/см <sup>3</sup>		Привнос-вынос на 1 см <sup>3</sup>	
	871 <sup>к</sup>	871 <sup>б</sup>	871 <sup>к</sup>	871 <sup>б</sup>	абсолют- ная разли- ца, мг	в % к обр. 871 <sup>к</sup>
SiO <sub>2</sub>	0,95	1,77	17	29	+12	69
TiO <sub>2</sub>	1,80	1,84	38	30	-3	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48,08	62,92	882	1054	+172	19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,77	0,54	473	9	-464	98
FeO	0,16	0,09	3	1,5	-1,5	50
MnO	0,01	0,01	0,1	0,1	-	-
MgO	0,11	0,11	2	1,8	-0,2	10
CaO	0,30	0,30	5	5	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,04	-	0,7	-	-0,7	100
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,3	0,3	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,03	1	0,5	-0,5	50
SO <sub>3</sub>	0,11	0,15	2	2,5	+0,5	25
S	0,06	-	1	-	-1	100
П.п.п.	24,87	32,50	457	554	+97	21
Сумма	100,34	100,28	1877	1687	-471	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	23,73	30,87			+281	
CO <sub>2</sub>	0,21	0,21				
C	0,20	0,23				
Объемн. вес, г/см <sup>3</sup>	1,88	1,68				
Порис- тость, %	33,6	36,9				
Уд. вес	2,83	2,65				
					Вынос:	
					в мг	в %
					190	10

\* Обр. 871<sup>к</sup>, 921<sup>к</sup> - боксит бобовый каменистый красный; обр. 871<sup>б</sup>, 921<sup>б</sup> - боксит каменистый обеленный.

ких частях рудного тела. Сера, входящая в состав различных сульфат-содержащих минералов, при технологическом процессе переходит в раствор в виде сульфида натрия, а частично в виде двойного соединения сульфида натрия и железа или в виде сульфата натрия. Это приводит к потере щелочи и требует дополнительных затрат на удаление ее из раствора. На каждый процент серы в тонне перерабатываемого боксита тратится 25,10 кг едкого натра. Соединения типа mNa<sub>2</sub>O и FeS при гидролизе алюминатных растворов выпадают в осадок, что приводит к загрязнению глинозема и увеличивает содержание железа в металлическом

Вес. % анализа		Количество компонента, мг/см <sup>3</sup>		Привнос-вынос на 1 см <sup>3</sup>	
921 <sup>к</sup>	921 <sup>б</sup>	921 <sup>к</sup>	921 <sup>б</sup>	абсолютная разность, мг	в % к обр. 921 <sup>к</sup>
4,70	8,40	112	173	+66	59
2,87	2,77	67	58	-9	13
46,72	56,80	1073	1209	+136	1
20,58	1,92	472	40	-432	91
0,19	0,10	5	2	-3	58
0,01	0,01	0,2	0,2	-	-
0,30	Не обн.	6	-	-6	100
0,35	0,26	9	5	-4	41
0,06	0,04	1	0,8	-0,2	30
Не обн.	Не обн.	-	-	-	-
0,05	0,02	1	0,4	-0,6	38
-	-	-	-	-	-
0,08	-	2	-	-2	100
24,14	27,80	551	591	+40	5
100,05	98,12	2299	2084	-456	
				+242	
2,30	2,09				
17,40	18,00				
2,77	2,55				

Вынос:

в мг	в %
214	9

Анализы выполнены в химической лаборатории ЦНИГРИ (Тула).

алюминии. Присутствие хлорита, кальцита и других минералов в бокситах также отрицательно сказывается на их качестве.

Вторичные процессы, ведущие к обогащению бокситов окисью алюминия, имеют место на всех месторождениях в рудных телах, но выражены они по-разному. Условия обогащения связаны с двумя процессами: 1) отбеливание бокситов, происходящее при выносе железа, а иногда кремнезема и других вредных примесей, в частности TiO<sub>2</sub>, и 2) процесс гиббситизации с образованием гиббситовых конкреций, стяжений, сгустков алюмогеля, прожилков, сложенных разнокристаллическим

гиббситом и гибицитом, выполняющим поры, пустоты, каверны, трещины и т.д. в бокситах.

Процесс обеления бокситов — очень сложное явление, обусловленное в основном выносом железа, в результате чего образуются белые пористые бокситы с кавернами, в той или иной степени выраженной бобовой структурой. Этот процесс пользуется широким развитием в различных частях рудных тел, но в основном приурочен к перерывам в осадкообразовании бокситоносных отложений (выветривание бокситов), к местам с рассеянным органическим веществом, он также связан с миграцией растворов, содержащих органические соединения и их кислоты. В среднем, в процентном отношении обеление распространяется от 15–20%, а иногда до 50% площади рудного тела. Этот же процесс наблюдается нами и на поверхности старых отвалов среди бокситов, в которых содержатся прожилки и пленки гипса, под пленками и жилками в поверхностных условиях бокситы обелены, тогда как на глубине отбеливания, связанного с гипсами, не наблюдалось.

При процессах обеления на Аркалыкском, Соколовском, Аятском и других месторождениях происходит относительное, а иногда и с привнесением, увеличение  $Al_2O_3$  в бокситах (табл.3) с 42,72% в красных до 62,92% в обеленных, здесь же наблюдается относительное увеличение кремнезема с 1 до 8,40%,  $Fe_2O_3$  при этом выносятся почти полностью; если в красных бокситах его было 20–26%, то в обеленных остается 0,5–2%.

Очень часто процессы обеления связаны с последующей каолинизацией бокситов. Это хорошо выражено на Березовском и Апрелевском месторождениях, где с процессами обеления связана каолинизация бокситов.

Процесс гиббситизации бокситов наблюдался во всех месторождениях, но наиболее хорошо он проявлен на Аркалыкском месторождении, где представлен гиббситовыми стяжениями, конкрециями, сгустками алюмогеля, прожилками, сложенными кристаллическим гиббситом, и т.д. На Соколовском месторождении развиты конкреции, сгустки алюмогеля и прожилки. То же наблюдалось на месторождениях Енисейского края, Сибирской платформы и на Украине.

Вторичная гиббситизация обычно наиболее ярко выражена в приповерхностных и в средних частях рудных тел, незначительные проявления ее можно наблюдать и в самых крайних участках рудных тел, но за пределами рудных тел она не отмечается. Этот процесс широко распространен вблизи и в присутствии угленосных отложений и рассеянных обуглившихся органических остатков, с которыми связано образование конкреций, стяжений и сгустковых выделений алюмогеля. Процесс гиббситизации в среднем охватывает 2–4%, иногда 5–10% площади рудных тел. Из всех наблюдений у нас сложилось мнение, что в результате воздействия органических веществ образуются гелеморфные микрористаллические выделения гиббсита и лишь впоследствии образуются кристаллические формы гиббсита как продукт регенерации гелеморфных и микрористаллических выделений.

Важным фактором в образовании вторичного гиббсита является выветривание бокситов в поверхностных условиях, где происходит частич-

ная миграция и перегруппировка вещества, и гиббсит выполняет различные пустоты, поры, каверны и т.д. Как в осветленном боксите, так и в низележащем красном образовании кристаллического гиббсита происходит и при циркуляции сернокислых растворов, где он наблюдается в ассоциации с алюмосульфатными минералами. Чаще всего он здесь представлен тонкими смесями с аллофаном, каолинитом, алунитом. Гиббсит был обнаружен в составе алюмокремневых гелей как продукт их раскристаллизации.

Наличие нескольких генераций гиббсита нами объясняется различием в процессах в разных участках рудных тел, которые могут быть разоб-  
щенными, а могут идти одновременно, и при каждом процессе может возникнуть несколько генераций гиббсита, от алюмогелей до крупно-кристаллических форм.

Значение гиббситизации бокситов очень велико, несмотря на то что этот процесс происходит локально и связан с различными геохимическими условиями. В общем при валовой добыче бокситов он улучшает их качество.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОКСИТОВЫХ ПОРОД СЕВЕРО—ОНЕЖСКОГО РАЙОНА

Северо-Онежский бокситоносный район (СОБР) расположен в бассейне среднего течения р. Онеги. Изучение бокситоносности этого района началось с 1936 г., когда С.Ф. Малявкиным было высказано предположение о возможности продолжения тихвинской бокситоносной полосы в северо-восточном направлении. Первое месторождение — Иксинское — открыто в 1949 г. геологом Л.Я. Гольдиным. Им же разработана первая стратиграфическая схема продуктивной толщи нижнего карбона. Были выделены три толщи. В основании выделялась бокситовая и каолинитовая, выше — бобово-железистых руд и ожелезненных руд с бобовинами и в кровле залегает толща желтых алевритистых глин. При продолжении работ в течение 1950—1955 гг. были открыты Дениславское и Плесецкое месторождения и продолжалось изучение Иксинского месторождения; установлена приуроченность месторождений к впадинам в докарбонном рельефе и уточнена стратиграфия подстилающих отложений и продуктивной толщи. Бокситовые породы залегают на породах протерозоя, кембрия и девона [3].

Комплекс протерозойских пород представлен кварцитами, серицитокварцевыми сланцами, терригенными породами: конгломератами, песчаниками и изверженными породами — диабазовыми порфиритами, миндалекаменными диабазами, пикритовыми порфиритами. В результате метаморфизма кристаллические породы превратились в зеленокаменные сланцы хлорит-амфиболовые, хлорит-кордиеритовые, тальковые и пр.

На выветрелых породах протерозоя залегает кембрийская толща, сохранившаяся лишь в глубоких частях депрессий. Она сложена аргиллитами и глинистыми алевролитами с прослоями песчаников в верхах разреза. Мощность кембрийских отложений достигает 60 м.

На кембрийских и протерозойских отложениях залегают породы франского яруса верхнего девона, представленные в основном глинами красного, оранжевого, желтого, зеленого цвета, беспорядочной текстуры. Участки разного цвета образуют в породе пятна, линзы неправильной формы, размером в несколько сантиметров. Основными минералами глин верхнего девона являются гидрослюда, каолинит. Количество названных минералов, по данным количественного рентгеновского анализа, составляет: гидрослюда до 40%, каолинита 40—100%. Наряду с глинистыми минералами в породе содержатся: гетит, хлорит, кварц, полевые шпаты, гидратизированные биотит и мусковит. В глинах встречаются прослой и линзы кварцевых песков, обычно они содержат небольшую примесь полевых шпатов. Мощность верхнедевонских отложений изменяется от 90 м до полного выклинивания.

На породах верхнего девона, кембрия и среднего протерозоя развиты коры выветривания. Они изучались М.М. Ермолаевым, А.И. Кривцовым, К.Н. Трубиной, Э.А. Кальберг, Е.П. Левандо и Ф.А. Киреевым.

М.М. Ермолаев, а впоследствии К.Н. Трубина [7,8] изучали бокситоносные латеритные коры выветривания пород протерозоя, распространенные на северном склоне Иксинской депрессии. Вблизи юго-западной границы месторождения, а также на приподнятых участках Ф.А. Киреевым [4] обнаружены гиббситоносные коры выветривания пород протерозоя. По данным Э.А. Кальберга и Е.П. Левандо [3], на всей остальной части Иксинского месторождения латеритные коры выветривания отсутствуют.

Кристаллические породы протерозоя имеют в целом основной состав. В силу особенностей химического, минерального состава и структуры эти породы обладают малой устойчивостью к выветриванию, и на них сравнительно легко и быстро могут возникать мощные латеритные коры выветривания. Осадочные породы верхнего девона и кембрия для образования мощных латеритных кор выветривания менее благоприятны. Вследствие малой проницаемости глин, их преимущественно каолинитового состава кора выветривания на них не может развиваться так же быстро, как на кристаллических породах, хотя общая направленность процесса и характер возникающих продуктов аналогичны таковым на породах протерозоя. Проведенное изучение типоморфных особенностей цирконов бокситовых пород также указывает на преобладающую роль пород протерозоя как источника осадочного материала при формировании пород продуктивной толщи. Наиболее мощные коры выветривания развиты на оливинитовых и пироксеновых порфиритах, базальтах, диабазах и их метаморфизованных аналогах. По структуре и характеру минеральных ассоциаций основная часть коры выветривания может быть сопоставлена с зоной литомаржа латеритной коры выветривания.

Породы зоны литомаржа имеют характерную псефитовую структуру: они сложены сферическими или сфероидальными частицами. В более низких горизонтах частицы прочно скреплены друг с другом, отчетливо видны следы первичной текстуры. В верхних горизонтах связь между частицами теряется и кора выветривания слагается дезинтегрированным агрегатом сфероидальных частиц. Они сохраняют состав исходной породы, а сверху покрыты пленкой окислов железа.

В пределах зоны литомаржа по ассоциациям глинистых минералов снизу вверх выделяется несколько подзон: зона первичных минералов и гидрослюдисто-монтмориллонитовая. Зона литомаржа перекрывается каолинитовой зоной.

Нижняя граница зоны первичных минералов расплывчата. Для рассматриваемой зоны характерно присутствие хлорита, серицита, гидрослюды. Эти минералы развиваются по темноцветным минералам: амфиболам, пироксенам, оливину и полевым шпатам. В изученных нами породах мы не наблюдали сколько-нибудь полно сохранившихся минералов материнских пород — все они в значительной степени изменены процессами выветривания. Одновременно с хлоритизацией и гидрослюдизацией начинают высвобождаться из кристаллической решетки первичных минералов и выделяться в виде свободной фазы окислы титана и железа. Первый образует зерна и каемки лейкоксена, мелкие кристаллы рутила, второй — пленки ге-

тита и гидрогетита. Выделение этих окислов происходит на поверхности первичных минералов, выявляя их изначальную форму и размеры.

Характерной особенностью расположенной выше зоны является появление монтмориллонита. По сочетанию этого минерала с гидрослюдой зона названа гидрослюдисто-монтмориллонитовой. Наряду с этими минералами здесь, как и в предыдущей зоне, развит хлорит. Однако количество его значительно уменьшается. Три названных минерала почти нацело замещают первичные минералы субстрата. Наряду с преобразованием первичных минералов здесь начинается изменение и глинистых минералов. Образование монтмориллонита в этой зоне происходит не только за счет темноцветных минералов, но и за счет хлорита и гидрослюды, в результате чего возникают смешанно-слоистые образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Поскольку при разложении темноцветных минералов в большом количестве высвобождаются свободные окислы железа, порода окрашивается в желтый, красноватый, фиолетовый цвета. Разложение исходных пород происходит неравномерно. В первую очередь замещаются глинистыми минералами наиболее тонкокристаллические компоненты. Основная масса порфиринов, микролиты базальтов, амфиболы и отчасти хлорит в сланцах. Это подготавливает разрушение структуры, унаследованной от материнских пород.

Самой верхней зоной коры выветривания, вскрытой скважинами на Залужемском участке, является каолинитовая. Для нее характерно резкое изменение минерального состава. Породы, входящие в состав зоны, сложены в основном каолинитом и гетитом. Каолинит представлен двумя разновидностями. Одна — чрезвычайно мелкозернистая, размер отдельных чешуек 0,04 мм и менее, форма приближается к таблитчатой. Часто чешуйки располагаются ориентированно по отношению друг к другу, так что возникают волокна и хлопья, ведущие себя как единое образование. Такой каолинит слагает сравнительно крупные участки, он ассоциируется с большим количеством гетита. Другая разновидность — вермикулитообразные сростки каолинита. Они имеют червеобразную форму, размер их достигает 0,1—0,2 мм. Такие сростки обычно погружены в скрытозернистую массу, по-видимому, также преимущественно каолинитового состава с небольшой примесью окислов железа, иногда — гидрослюды.

В изученных нами разрезах скважин в большинстве случаев бокситовая толща залегает на породах зоны литомаржа, иногда — каолининовой зоны. Очевидно, что наблюдаемые ныне разрезы кор выветривания являются, как правило, неполными, их верхние горизонты были, очевидно, смыты. Представление о характере верхних горизонтов предвизейских кор выветривания можно получить, изучая состав пород, образовавшихся при их размыве. Косвенным свидетельством развития латеритной зоны является присутствие в нижних горизонтах бокситовой толщи залегающих на коре выветривания крупных обломков сильно ожелезненных пород, содержащих свободные окислы глинозема.

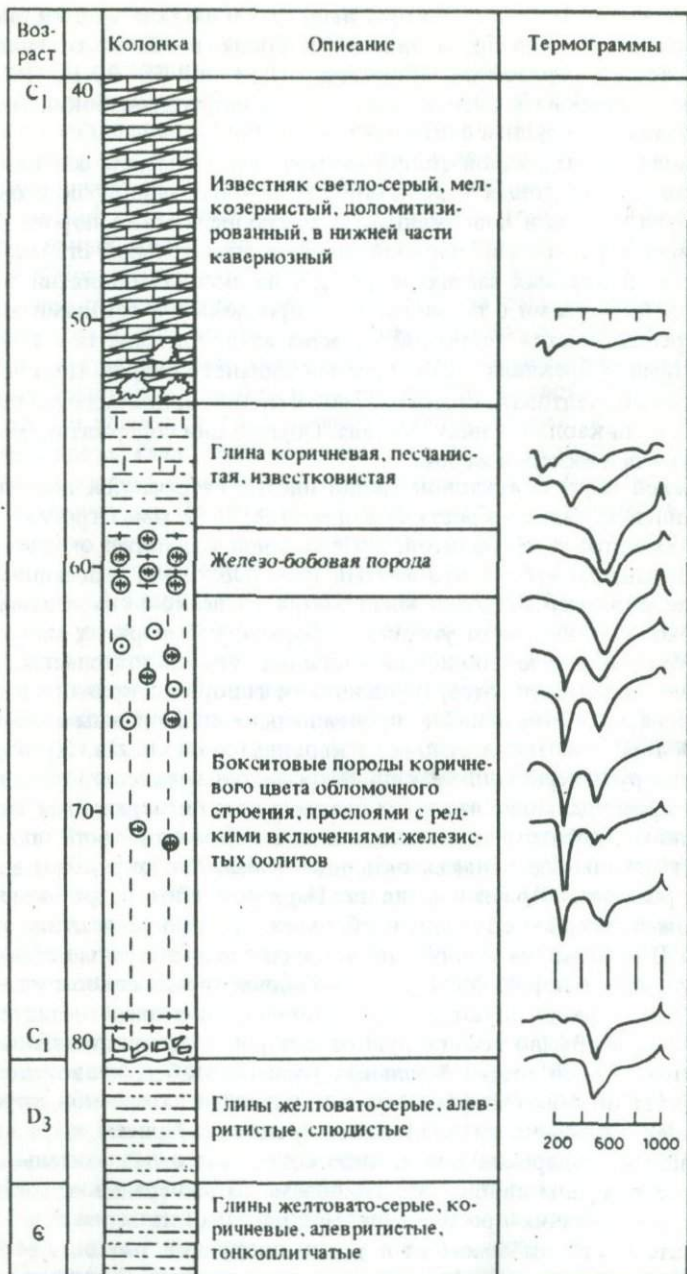
Сходное строение имеют коры выветривания, развитые на породах верхнего девона. Однако, как была отмечено выше, значение их для образования бокситов значительно меньше.

На различных горизонтах коры выветривания залегают терригенные отложения визейского яруса нижнего карбона, в объеме от тульского до стешевского горизонтов. Мощность отложений 50–90 м. По литологическим признакам в разрезе выделяются подрудная, бокситовая, железобобовая и надрудная свиты (рис. 1, 2).

В основании подрудной толщи залегает конгломерат, состоящий из обломков каолининовых и монтмориллонитовых глин, бокситовых пород, кварца и гальки изверженных и метаморфических пород. Цемент конгломерата глинистый, каолининовый, в значительной степени ожелезненный. В краевых частях депрессий, на склонах поднятий толща представлена глинами с подчиненными прослоями и гнездами алевролита. Во внутренних частях депрессий сложена алевролитами, песками, конгломератами и брекчиями с обломками жильного кварца. Цвет породы — красно-бурый, желтовато-серый и серый. В кровле свиты залегает горизонт углистых глин каолининового состава. Обычно они содержат примесь гибсита, бемита и окислов железа.

В нижней части бокситовой толщи иногда встречаются цеолиты типа филлипсита, размер кристаллов достигает 1–2 мм. Строение их радиально-лучистое и сферолитовое. Небольшой примесью окислов железа они окрашены в буровато-желтый цвет. Обломки, слагающие горизонт, имеют размер от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Они плохо окатаны, часто угловатой формы, несмотря на малую прочность, обусловленную глинистым составом. Это обстоятельство, а также отсутствие слоистости, отсортированности говорит о принадлежности рассматриваемых отложений к пролювиально-аллювиальным образованиям. Обломки имеют в основном каолининовый состав. Преобладает каолинит крупнокристаллический. Встречаются псевдоморфозы каолинита по сфероидальным частицам литомаржа и по первичным минералам, главным образом по полевым шпатам. Большая часть обломков содержит небольшую примесь окислов железа, они окрашены в светлые желтые, розовые, коричневые цвета. Наряду с этим встречаются и сильно ожелезненные обломки и обломки, сложенные гетитом и гидрогетитом. В небольшом количестве встречаются выветрелые обломки кристаллических пород. Минералы свободной окиси глинозема — гибсит и бемит присутствуют почти постоянно, но в очень незначительных количествах и обычно ассоциируются с хорошо раскристаллизованным каолинитом. Такой состав базальных горизонтов бокситовой толщи свидетельствует об образовании ее за счет размыва латеритной коры выветривания, на близко расположенных участках. Причем кора выветривания либо не содержала вовсе, либо содержала в незначительных количествах минералы свободной окиси глинозема. В минеральном составе продуктов выветривания преобладали каолинит и окислы железа.

Бокситовая толща лежит на породах подрудной толщи, а местами на отложениях девона и кембрия. На склонах древнего фундамента бокситовая толща залегает на коре выветривания изверженных и метаморфических пород. Эта толща выполняет плоские депрессии в предкарбонном рельефе у подножия выступов докембрийского фундамента и с удалением от края кристаллического массива постепенно замещается



Р и с. 1. Разрез по скв.4500 Вахновского участка

Возраст	Колонка	Описание	Термограммы	Результаты рентгеновского анализа
35		Бокситовая порода желтовато-бурая, оолитовая, с включениями каолинита и оолитов лимонита		Бёмит, каолинит
		Бокситовая порода желтовато-бурая, мелкообломочная, с многочисленными включениями каолинита		Каолинит, бёмит
		Бокситовая порода темно-серая, пелитовая, с углефицированными растительными остатками		Каолинит, гиббсит, бёмит
		Бокситовая порода буровато-коричневая, среднеобломочная, с многочисленными включениями белого каолина		Каолинит, хлорит, гиббсит
		Бокситовая порода желтовато-коричневая, оолитовая с включениями каолинита, кварца		Каолинит, гётит
C <sub>1</sub>		Анальцимовая порода темно-бурого цвета, песчаниковидная ожелезненная	Каолинит, шамозит	
		Метадиабаз сильно выветрелый	Хлорит, деградированная гидрослюда, смешанно-слоистый гидрослюда-сметит	
PR				
50				

Р и с. 2. Разрез по скв.3627 Залужемского участка Иксинского месторождения

глинами и песками. Толща сложена каолинитовыми глинами, сиаллитами, аллитами и бокситами, макроскопически трудно отличимыми друг от друга и представляющими пестро- и неравномерно-окрашенные тонкодисперсные глиноподобные образования. Каолинитовые глины отмечаются в самых низах и верхах толщи, а в основном она сложена аллитами и сиаллитами, с линзами и пластообразными залежами бокситов. Наиболее часто эти породы каменистые, но иногда встречаются рыхлые и глиноподобные осадки. По всему разрезу отмечаются растительные остатки. Мощность толщи 5–20 м.

Железобобовая толща распространена шире, чем бокситовая, на которой она залегает. Местами описываемая толща залегает на породах фундамента. Представлена толща преимущественно глинистыми породами, в меньшей степени — песками с прослоями железобобовых руд. Пески и песчаники развиты в нижней и верхней частях, а глины — в средней части разреза. Глины каолинитовые, гидрослюдистые и монтмориллонитовые, сильно ожелезненные, плотные, алевритистые, содержат много зерен кварца. Пески кварцевые с примесью полевых шпатов, гли-

нистые, слюдястые. По всей толще рассеяны железистые бобовины, местами они образуют прослой сплошной железобобовой руды. Переход от бокситоносной толщи к железобобовой постепенный; верхний горизонт бокситов содержит иногда значительное количество железных бобовин, а в основании железобобовой толщи породы часто обогащены каолинитом и бокситовыми минералами. Мощность толщи от 2 до 24 м.

Надрудная толща распространена наиболее широко. Сложена она часто переслаивающимися линзовидными прослоями пестрых глин, алевролитов, песчаников. Глины существенно каолинитовые, песчано-алевритовые. Терригенная примесь представлена кварцем, полевыми шпатами, слюдой. Мощность толщи до 24 м.

В изученном нами Залужемском участке мощность бокситовых пород составляет 10 м. Это объясняется отсутствием верхней части бокситовой толщи, уничтоженной размывом. В бокситовых породах наблюдаются следующие типы текстур: массивная, горизонтальная, косо-слоистая. В слоистых текстурах слоистость подчеркивается: расположением углистого детрита; ориентировкой обломочных частиц, что особенно четко вырисовывает текстуру при большом количестве ожелезненных обломков; сортировкой частиц по размеру. Горизонтальная слоистость по терминологии Л.Н. Ботвинкиной [2] относится к типу тонкой частой слоистости. Мощность слойков изменяется от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Косая слоистость была встречена в низах толщи. Она подчеркивается главным образом наклонным расположением удлинённых обломков.

В бокситовых породах Северо-Онежского района по структуре выделяются пелитовые и псаммитовые разности. В состав бокситовых пород входят четыре основных компонента: бемит, гиббсит, каолинит и окислы железа. Цвет пород самый различный: белый, светло-серый, коричневатый разной интенсивности — от темно-коричневого до серого с коричневым оттенком. По всему разрезу бокситовой толщи рассеяны остатки растительности. Чаще всего они представлены каолинизированными или ожелезненными фрагментами корней. В нижней части толщи на расстоянии 1–3 м от ее подошвы залегают прослой-сиаллитовых глин мощностью до 0,5 м, содержащий углефицированные растительные остатки — фрагменты листьев, стебельков растений.

Пелитовые бокситовые породы имеют пелитовую, чаще алевропелитовую, иногда псаммо-алевро-пелитовую структуру. Они сложены обрывками чешуек каолинита, вермикулита, гидрослюды, обломками гиббситовых, бемитовых пород, погруженных в пелитовую массу. Обычно она имеет каолинитовый состав. Каолинит представлен чрезвычайно мелкозернистыми ( $\leq 0,02$  мм) чешуйками с очень низким двупреломлением ( $< 0,008$ ). Иногда встречаются пелитовые породы с бемитовым составом основной массы. Бемит в таких разностях представлен чрезвычайно мелкими кристаллами изометричной формы. Слабая примесь окислов железа окрашивает породу в светло-желтый цвет. На этом фоне встречаются обломки песчаной, алевроитовой размерности изометричной формы также бемитового состава. От основной массы они отличаются

меньшей примесью окислов железа и, следовательно, более светлой окраской.

Наряду с бемитом в бемитовых разностях бокситовых пород встречается в небольшом количестве (до 10%) гиббсит, представленный тонкими иголочками длиной 0,02—0,06 мм. Они более или менее равномерно распределены по породе, обнаруживая некоторое тяготение к пелитовой массе, а не к обломкам. Какой-либо ориентированности в расположении кристаллов гиббсита незаметно, они располагаются в беспорядке.

Кроме отмеченных образований, в породе изредка встречаются обломки каолининовых пород, лимонита и гетита. Последние присутствуют как в виде обломков, иногда оолитов, так и в виде пленок, тонких прожилков. Они имеют неправильную волнистую конфигурацию, что является, по-видимому, следствием оползания осадка. Окислы железа часто образуют псевдоморфозы по корешкам растений. Пелитовые разности пород встречаются по всему разрезу, однако отмечается их тяготение к средним и верхним частям разреза.

Псаммитовые бокситовые породы окрашены в серый, желтовато-серый, желтовато-коричневый, коричневый, темно-бурый цвета. Они сложены обломками размером от долей миллиметра до 2—3 см. Преобладают частицы размером 0,2—0,4 мм. Форма обломков овальная, встречаются обломки с заливообразными, угловатыми очертаниями. Большинство обломков имеет удлинённую форму и располагается параллельно друг другу, отмечая слоистость породы. Присутствуют крупные чешуи каолинита, гидрослюд, обломки, сложенные бемитом, и обломки каолининовых, гидрослюдистых глин, выветрелых осадочных и кристаллических пород. Многие обломки имеют реликтовую порфиробластовую структуру, в других беспорядочно ориентированные глинистые частицы образуют алевро-пелитовые структуры. Основная масса в таких обломках представлена тонкокристаллическим каолинитом, иногда с примесью гидрослюды, а крупные включения — вермикулитообразными кристаллами каолинита. В форме и строении некоторых агрегатов каолинита угадываются черты первичных минералов — полевых шпатов. Обломки каолининовых глин представлены двумя разновидностями. Одна — сложена кристаллами каолинита самого разного размера, иногда она содержит примесь других минералов (гидрослюд, бемита, гиббсита) и различной ориентировки. Другая разновидность сложена хорошо окристаллизованными вермикулитообразными кристаллами каолинита размером до 0,1—0,2 мм. Такие обломки обычно не содержат примеси окислов железа и иных минералов. Изредка в них встречаются скопления мелких кристаллов бемита. Иногда встречаются обломки бемитового состава коллоидной структуры. Цемент описываемых бокситовых пород железисто-каолининовый, пленочного, ступчатого типа, переходящий в базальный. Глинистые и железистые частицы цемента огибают контуры обломочных зерен, располагаясь параллельно им.

Многие обломки каолининового состава имеют почти правильную шарообразную форму. Это вызвано, по-видимому, двумя причинами. Как уже указывалось ранее, неравномерное выветривание минералов суб-

стра́та приводит к распа́ду пород субстрата на определенной стадии выветривания на отдельные фрагменты округлой формы. Дальнейшее выветривание этих частиц приводит к замещению их каолинитом. В результате образуются агрегаты каолинита изометричной формы. Вторая причина — окатывание обломков каолинистых глин в процессе переноса. Мягкость каолинита и беспорядочная ориентировка зерен в обломках обуславливает быстрое их окатывание до шарообразной формы.

Для выявления источника бокситового материала были изучены акцессорные минералы нижнекаменноугольных и подстилающих пород. Особое внимание обращалось на типоморфные особенности цирконов (рис.3). Для сопоставления результатов были изучены цирконы нижнекаменноугольных и верхнедевонских пород Тихвинского района. Образование бокситовых пород Тихвинского района за счет выветривания и переотложения пород верхнего девона установлено различными геологическими методами достаточно надежно. Этот вывод подтверждается и результатами изучения цирконов. Цирконы из бокситовых пород и отложений верхнего девона имеют много общего: одинаковые размеры, форму, окатанность, низкое содержание газообразных и жидких включений. Цирконы, встречающиеся в породах бокситоносной толщи Северо-Онежского района, имеют облик, резко отличный от цирконов Тихвинского района, от цирконов из отложений верхнего девона Северо-Онежского района. Для них характерно сравнительно большое удлинение от 2,3 до 5, достигая иногда 7. Для Тихвинского района коэффициенты удлинения большинства зерен не превышают 2, в редких случаях 2,8—3,6.

В литературе имеются сведения о том, что цирконы в породах магматического происхождения обладают удлинением больше 2, а цирконы осадочного происхождения — меньше 2 [6].

Результаты изучения удлиненности цирконов указывают на то, что источником их в СОБРе были магматические породы. На это же указывает и высокое содержание в цирконах Северо-Онежского района газо-жидкостных включений и включений мелких кристаллов циркона.

Полученные результаты приводят к заключению, что бокситоносные отложения Северо-Онежского района образовались в результате разрушения в основном кристаллических пород.

Для определения условий переноса выветрелого материала из областей развития кор выветривания в область седиментации были выполнены гранулометрические анализы бокситовых пород. Анализы производились в шлифах. Измерялись максимальные диаметры обломков. В полученные значения вводился поправочный коэффициент по В.П. Батуриной [1].

По результатам пересчета определялись максимальный ( $C$ ) и медианный размеры зерен ( $M$ ). Интерпретация полученных данных проводилась с помощью диаграммы Пассега [9] (рис.4). На ней видно, что все анализируемые разности относятся к осадкам направленных течений.

Относительно условий образования бокситов СОБРа есть несколько точек зрения, высказанных в различное время и основанных на резуль-




татах изучения различных участков района. Они отражают и развитие теории бокситообразования и различия в геологическом строении отдельных участков района. Все они основаны на том, что в условиях жаркого, влажного климата в конце девона и начале карбона происходило выветривание протерозойских пород Ветреного Пояса. По мнению М.М. Ермолаева, источником глинозема для образования бокситов служила древняя кора выветривания. Глинозем выносился в виде коллоидных растворов и накапливался в большом спокойном водоеме. К.Н. Трубина [7] и Е.П. Левандо [5] считают, что бокситовый материал из латеритной коры выветривания переносился в виде коллоидов и суспензий и в виде грубых аллювиально-пролювиальных продуктов.

Наши исследования показали, что к началу визейского века в пределах Иксинской депрессии и на прилегающей территории существовали разнообразные коры выветривания. Наиболее зрелые коры выветривания имели латеритный профиль. После частичного, а местами полного размыва кор выветривания и накопления за их счет грубообломочных отложений подрудной толщи наступил период тектонического покоя. На вновь образованную поверхность, сложенную в одних участках вскрытыми в результате размыва нижними горизонтами кор выветривания, а в других — накопленными осадками подрудной толщи, опять начали активно воздействовать процессы выветривания. В принципе они имели тот же характер, что и в предвизейское время, и соответственно способствовали образованию латеритных кор выветривания на всех отложенных на поверхности породах. Наряду с процессами выветривания протекали и процессы почвообразования, следы которых наблюдаются теперь в виде горизонта углистых бокситовых пород, залегающего на породах подрудной толщи.

После окончания стадии покоя начался массовый смыв выветрелых бокситоносных продуктов. Этот материал залегаёт выше горизонта углистых глин. В его составе встречаются новые, отсутствовавшие в подстилающих отложениях обломки, сложенные бемитом, нераскристаллизованным глиноземистым материалом. Обломки каолинитового состава сложены иным каолинитом, чем тот, которым сложены породы подрудной толщи. Накапливающийся осадок периодически обнажался из-под уровня воды, вероятно, вообще большую часть времени он находился в субазральных условиях. При этом на его поверхности развивалась растительность, о чем можно судить по псевдоморфозам, бемита, гетита, по растительным остаткам и корешкам растений. Поскольку осадок находился в субазральных условиях, он подвергался воздействию агентов выветривания. Ранее уже было показано, что коры выветривания, сформировавшиеся в предвизейское время, были небокситоносны. Следовательно, образование бокситов происходило в визейское время, именно в отмеченные краткие периоды тектонического покоя.

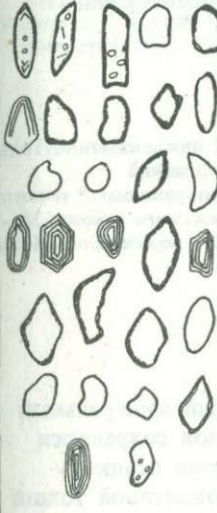



Об изменении характера выветривания свидетельствует иной по сравнению с нижележащими отложениями состав обломочной части пород. При этом бокситизации под воздействием выветривания подвергались и коры выветривания, развитые на породах протерозоя и палеозоя, и

## Северо-Онежский район

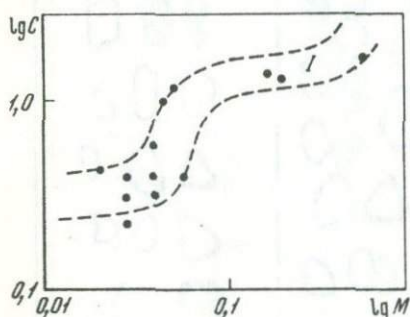
	Покрывающие породы	Бокситовая толща	Подстилающие породы
Цвет	розовато-красный — 67,9%, бесцветный — 26,7%, зеленоватый — 5,4	желтовато-розовый	зеленозато-желтый — 59,1%, бледно-зеленый — 29%, розовый — 7,7%, бесцветный, желтый
Форма зерен			
Содержание (среднее) в %	5,7	единичные зерна	23,4
Окатанность	преобладают окатанные зерна, идиоморфные кристаллы редки		преобладают окатанные зерна, идиоморфные кристаллы составляют — 10%
Удлинение	17; 2,0—3,0		2,3—4,0; 7,3
Включения	много газовой-жидких включений и тонких игольчатых включений циркона		много газовой-жидких включений и тонких игольчатых включений циркона
Зональность	наблюдается		наблюдается
Размер зерен в мм	по длине	0,064—0,10	0,048—0,20
	по ширине	0,04—0,10	0,028—0,088

Р и с. 3. Типоморфные особенности цирконов нижнекаменноугольных бокситоносных отложений

Тихвинский район

Девонские отложения	Подстилающие породы	Бокситовая толща	Покрывающие породы
преобладает зеленовато-желтый (60–80%), бесцветный с зеленоватым оттенком ~ 20%	преобладает зеленовато-желтый	зеленовато-желтый	зеленовато-желтый
			
39	10,3	единичные зерна	19,6
преобладают окатанные зерна	преобладают окатанные зерна – 92%		преобладают окатанные зерна, идиоморфные кристаллы составляют – 6%
1,3–2,0; 2,8; 3,0; 3,6	1,5–2,6; 2,8	1,3–2,2; 2,4	1,5–2,0; 3,1–3,8
газово-жидкие включения и единичные зерна циркона	газово-жидкие включения и в незначительном кол-ве включения циркона	наблюдаются	газово-жидкие включения и циркон в незначительном кол-ве в идиоморфных кристаллах
наблюдается в единичных зернах	наблюдается в идиоморфных кристаллах	наблюдается	наблюдается
0,06–0,144	0,06–0,20	0,05–0,12	0,05–0,17
0,04–0,08	0,04–0,10	0,04–0,06	0,03–0,08

осадки виле. Состав осадков был неоднороден. В периоды активизации тектонической деятельности происходил смыв рыхлого выветрелого материала. Размывались и вновь образованные бокситоносные коры выветривания, развитые на породах субстрата, и, очевидно, более низкие, менее зрелые горизонты кор выветривания и частично вообще невыветрелые породы. Свидетельством этого являются залегающие внутри бокситовой толщи горизонты каолинистых глин, содержащие сравнительно большое количество гидрослюда, хлорита. Затем, в периоды тектонического покоя происходила регенерация латеритных кор выветривания в обрамлении и латеритизация, гомогенизация и превращение в



Р и с. 4. Диаграмма СМ нижнекаменноугольных бокситоносных отложений

I — осадки рек и "направленных" течений;  
● — породы Северо-Онежского района; М —  
медианный диаметр; С — максимальный диаметр

бокситы осадков, имевших первоначально гетерогенный минеральный состав. Лишь в самых нижних горизонтах каждого слоя сохранялся первичный хлорито-гидрослюдисто-каолинистый состав осадка.

Отмеченный ритмичный характер формирования бокситовой толщи ограничивался двумя факторами: с одной стороны, этот процесс приводил к постепенному выравниванию рельефа областей сноса и накопления — в результате непрерывно понижалось количество накапливаемого осадочного материала, а с другой стороны, в результате нисходящих тектонических движений уменьшалось превышение суши над уровнем моря, повышался уровень грунтовых вод.

Все это, вместе взятое, приводило к постепенному затуханию процесса образования бокситов, количество свободных окислов глинозема в выветрелых продуктах постепенно уменьшается, бокситы сменяются аллитами, а затем сиаллитами и глинами. На месте территории бокситонакопления возникали болота и озера, где накапливались бурые оолитовые железные руды и терригенные осадки.

## Л и т е р а т у р а

1. Батурич В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., 1947.
2. Ботвинкина Л.Н. Методическое руководство по изучению слоистости. "Наука", 1965.
3. Кальберг Э.А., Левандо Е.П., Махнач З.К. Бокситы северо-запада Русской платформы. — В кн.: Платформенные бокситы СССР. "Наука", 1971.

4. *Киреев Ф.А., Бойко Т.Ф.* Древние коры выветривания и связь их с бокситовыми месторождениями. — В кн.: *Кора выветривания*, вып. 14. "Наука", 1974.
5. *Левандо Е.П.* Химико-минералогическая классификация гиббсит-бемитовых бокситов Тихвинского типа. — *Материалы ВСЕГЕИ*, нов. сер., 1956, вып. 1.
6. *Ляхович В.В.* Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения. М., 1963.
7. *Трубина К.Н.* Древняя кора выветривания в районе Северо-Онежских бокситов. — В кн.: *Бокситы, их минералогия и генезис*. Изд-во АН СССР, 1958.
8. *Трубина К.Н.* Развитие бокситов в латеритной коре выветривания (на примере Северо-Онежского месторождения). — В кн.: *Очерки по металлогении осадочных пород*. Изд-во АН СССР, 1961.
9. *Passey R.* Texture as characteristic of clastic deposition. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist*, 1957, 41, N 9.

## ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ БОКСИТЫ СРЕДНЕГО ТИМАНА

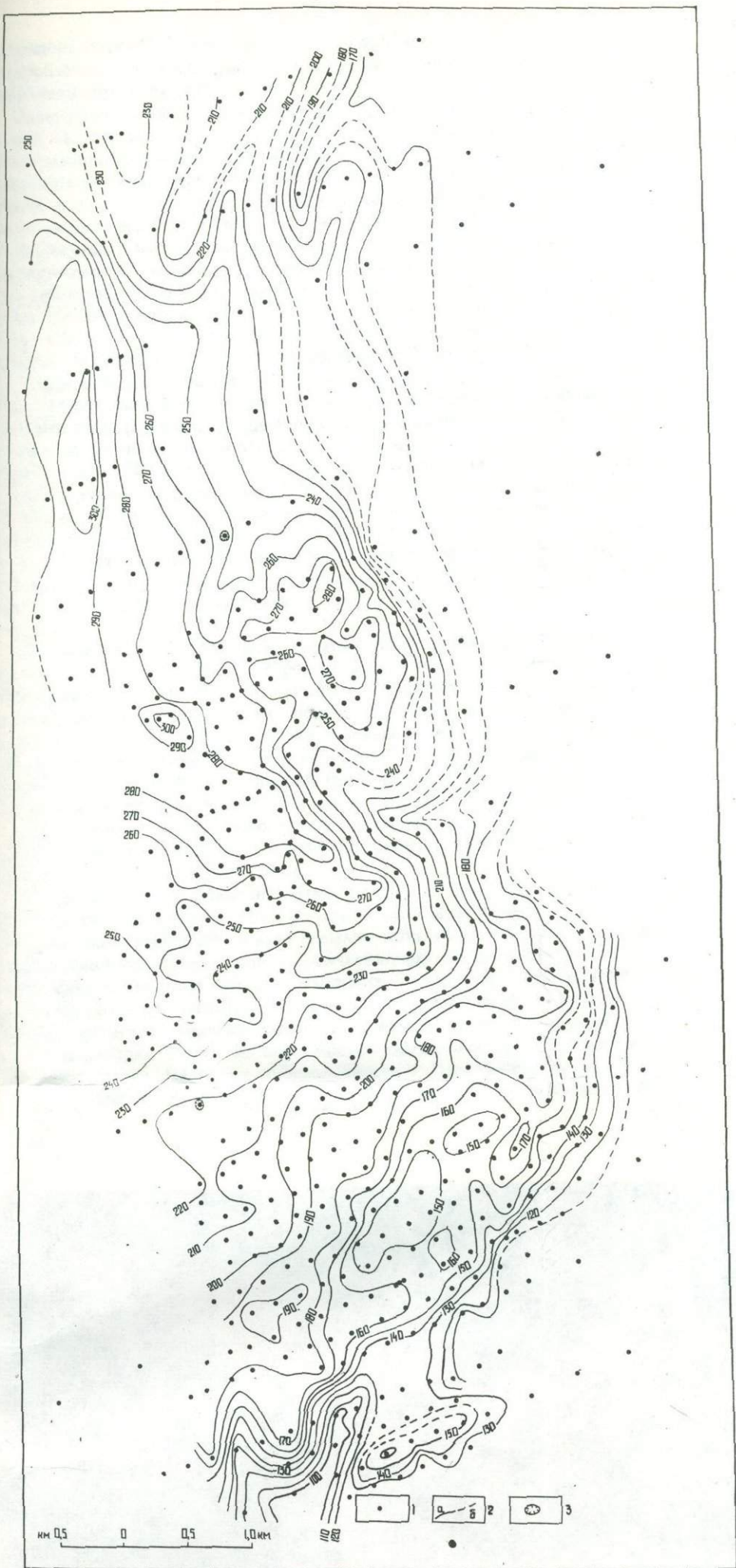
Вопрос о происхождении верхнедевонских бокситов Среднего Тимана трактуется по-разному [1—6], причем расхождения между существующими точками зрения достаточно большие. Авторы на основании детального изучения геологии, вещественного состава и условий залегания бокситов, бокситовых пород и коры выветривания пришли к выводу, что на Среднем Тимане развиты девонские как элювиальные, так и осадочные бокситы. Первые, являющиеся предметом рассмотрения, пользуются широким распространением и приурочиваются к коре выветривания карбонатно-сланцевых пород быстринской свиты рифея и эффузивов и их туфов средне-верхнедевонского возраста; вторые представлены продуктами переотложения первых и встречаются спорадически.

Быстринская свита в пределах месторождений бокситов сложена доломитами, доломитизированными и строматолитовыми известняками, часто в различной степени глинистыми, с подчиненными прослоями сланцев. Глинистое вещество в карбонатных породах имеет более темную окраску и приурочивается преимущественно к плоскостям слоистости. Содержание его от долей процентов до 10—12%. Из обломочного материала в глинистом веществе в незначительных количествах (до 1—2%) присутствует кварц. Сланцы характеризуются тонкой слоистостью и тонкочешуйчатым сложением. Цвет их серый, темно-серый до черного. Среди сланцев выделяются в различной степени известковистые хлорит-серицитовые разности. Главными породообразующими минералами являются в карбонатных породах кальцит и доломит, в глинистых сланцах — серицит, хлорит и в карбонатно-глинистых — доломит, кальцит, серицит и хлорит. Из второстепенных минералов в карбонатных породах часто присутствуют биотит, хлорит, мусковит. Содержание нерастворимого остатка в карбонатных породах колеблется от 4—5 до 20% и более. Из аксессуарных минералов в породах быстринской свиты встречаются турмалин, циркон, рутил. Мощность пачек сланцев до 20 м, карбонатных пород до 70 м и более.

На породах быстринской свиты и их коре выветривания местами залегают нацело бокситизированные эффузивные и эксплозивные образования ранней фазы девонского вулканизма, происходившего в субаэральных условиях.

Выше по разрезу залегают вулканогенно-осадочные образования верхнекембровского (нижнефранского) возраста, представленные в нижней части толщи терригенными, преимущественно глинистыми отложениями, в верхней — покровными базальтами и туфами. Мощность вулканогенно-осадочной толщи до 100 м и более.

В структурном отношении бокситоносная площадь располагается в зоне двух глубинных разломов северо-западного простирания — Четласского и Вымского. Породы быстринской свиты здесь подверглись интенсивным тектоническим нарушениям, сопровождавшимся смятием, дроблением, образованием блоков, ступеней, флексур и сложной сети



Р и с. 1. Карта рельефа поверхности пород рифейского фундамента и эффузивно-туфовой толщи с учетом развитой на них коры выветривания, Вежаю-Ворыквинский участок. Составил Ф.Я. Волочаев по материалам авторов и УГРЭ

1 - скважины; 2 - изогипсы поверхности пород рифейского фундамента и эффузивно-туфовой толщи с учетом коры выветривания; 3 - карстовые воронки; 4 - разведочные профили; 5 - контур бокситоносной коры выветривания

трещиноватости. Кора выветривания, образовавшаяся по смятым и раздробленным породам рифея, имеет, как правило, обломочную или брекчиевидную структуру.

Поверхность пород рифейского фундамента и эффузивно-туфовой толщи, залегающей выше по разрезу, с учетом развитой на них коры выветривания характеризуется бугристо-холмистым рельефом с общим наклоном на северо-восток (до  $2,7^\circ$ ), на восток (около  $3,5^\circ$ ), на юго-восток и на юг (от  $1,2$  до  $1,5-2,0^\circ$ ) и только местами на запад с малыми углами наклона (рис.1). Возвышенные формы рельефа разделяются замкнутыми котловинообразными понижениями и овражно-балочными долинами. Формирование рельефа, связанное как с тектоническими нарушениями, так и с карстово-эрозионными явлениями, началось задолго до образования бокситоносной коры выветривания и продолжалось вплоть до захоронения ее под вулканогенно-осадочными образованиями верхнекембровского (нижнефранского) возраста.

Бокситоносная кора выветривания, развивающаяся по карбонатно-сланцевым породам быстринской свиты рифея и эффузивно-туфовым образованиям ранней фазы девонского вулканизма, имеет преимущественно площадный тип. Возраст ее, по мнению авторов, пащийско-нижнекембровский. Цвет слагающих кору выветривания пород коричневатобурый с различными оттенками. Мощность до 40 м и более, в среднем 15–20 м. По своему строению кора выветривания имеет сложный и разнохарактерный облик, что объясняется прежде всего разным составом субстрата, наличием древней коры выветривания на карбонатно-сланцевых породах рифея, интенсивностью тектонических нарушений и преобразованиями, связанными с вторичными наложенными процессами.

В бокситоносной коре выветривания карбонатно-сланцевых пород рифея нередко наблюдается хорошо выраженная зональность. При этом для нижней зоны характерна хорошая сохранность текстурных особенностей материнских пород. По внешнему облику кора выветривания здесь плотная, массивная, тяжелая. Главными породообразующими минералами ее являются хлорит и гидрослюда. В виде примеси иногда присутствует каолинит. Последний чаще наблюдается в верхней части зоны, где он развивается по хлориту и гидрослуде. Из других минералов встречаются гетит, гидрогетит и титанистые минералы. В этой зоне наиболее ярко проявляется пятнистый характер выветривания и окраски. Мощность зоны до 15–20 м.

Средняя зона представлена менее плотной и менее массивной и более обохренной породой. Цвет ее красновато- и желтовато-коричневый, темно-коричневый с зеленовато-серыми пятнами. Структура пелитовая, микролепидобластовая, иногда брекчиевидная или обломочная. Главным минералом зоны является каолинит. Гидрослюда присутствует не повсеместно в переменных и в общем в незначительных количествах. В виде примесей отмечаются шамозит, гетит, гематит и в верхней части зоны нередко бемит. Из терригенных минералов иногда встречаются зерна кварца. Каолинит тонкодисперсный. Содержание его снизу вверх возрастает, а гидрослуды убывает. В верхней части зоны каоли-

нит и шамозит замещаются бемитом. Кроме того, по шамозиту развивается гетит. Мощность зоны 10–12 м.

Верхняя зона коры выветривания рифейских пород или зона минералов свободного глинозема (элювиальные бокситы) характеризуется еще более неравномерным или пятнистым характером выветривания. В сильно выветрелой основной массе ее, сложенной минералами свободного глинозема, нередко наблюдаются и слабо измененные участки каолинит-гидрослюдистого или шамозит-каолинитового состава с остаточной текстурой материнских пород. Особенно это хорошо проявляется при выветривании пород неоднородного состава, например карбонатно-сланцевых, представленных иногда тонким чередованием глинистых и карбонатно-глинистых слоев. В коре выветривания таких пород часто можно видеть чередование темных и светлых полос. Первые (первично-глинистые) состоят преимущественно из каолинита и гематита, нередко с примесью бемита, вторые (первично карбонатно-глинистые) – сложены бемитом с незначительной примесью каолинита (рис.2).

Неравномерное выветривание наблюдается и в глинистых доломитах (рис.3). В слабо измененных участках их порода буровато- и желтовато-коричневая, иногда с зеленоватым оттенком. Структура пелитовая, микролепидобластовая и псевдообломочная, часто с реликтовой слоистостью, ориентированной под углом к оси зерна. Основными породообразующими минералами здесь являются доломит, хлорит и серицит. В незначительных количествах, кроме того, присутствуют микроскопические зерна кварца и вторичный кальцит. В порошке порода вскипает при воздействии на нее 10%-ным раствором соляной кислоты. Сильно выветрелые участки этого же доломита приурочиваются главным образом к зонам трещиноватости и характеризуются пористостью и псевдообломочной структурой. Цвет породы зеленовато- и буровато-желтый, желтовато- и коричневатобелый. Главными породообразующими минералами здесь являются уже бемит, затем шамозит. Граница перехода слабо измененного глинистого доломита в сильно выветрелый часто очень резкая.

Встречаются нередко и такие факты, когда слабо выветрелая монолитная глинисто-карбонатная порода хлоритового или хлорит-гидрослюдистого состава при легком ударе распадается по трещинам, на плоскости которых наблюдаются пелитоморфные образования хлорит-каолинитового или каолинит-бемитового состава.

В этой зоне широко развиты псевдообломочная структура, образующаяся в результате как тектонических нарушений, так и просадочных явлений, связанных с выносом из породы при выветривании карбонатного вещества (рис. 4,5), пятнистая текстура и железистые сгустковые образования нередко в виде бобовин и пизолитов. Главными породообразующими минералами зоны являются бемит, затем гематит и шамозит. Из второстепенных минералов присутствуют гетит, иногда каолинит, гидрослюда, шамозит, диаспор и титанистые минералы, из акцессорных – турмалин, циркон.

Верхняя часть описываемой зоны мощностью от 1–2 до 3–5 м почти повсеместно изменена более поздними наложенными процессами. Основ-

ными минералами здесь являются новообразованные шамозит и каолинит, содержание бемита резко сокращается.

Высокоглиноземистые бокситы в верхней зоне приурочиваются главным образом к нижней и средней ее частям. Мощность зоны до 10–12 м.

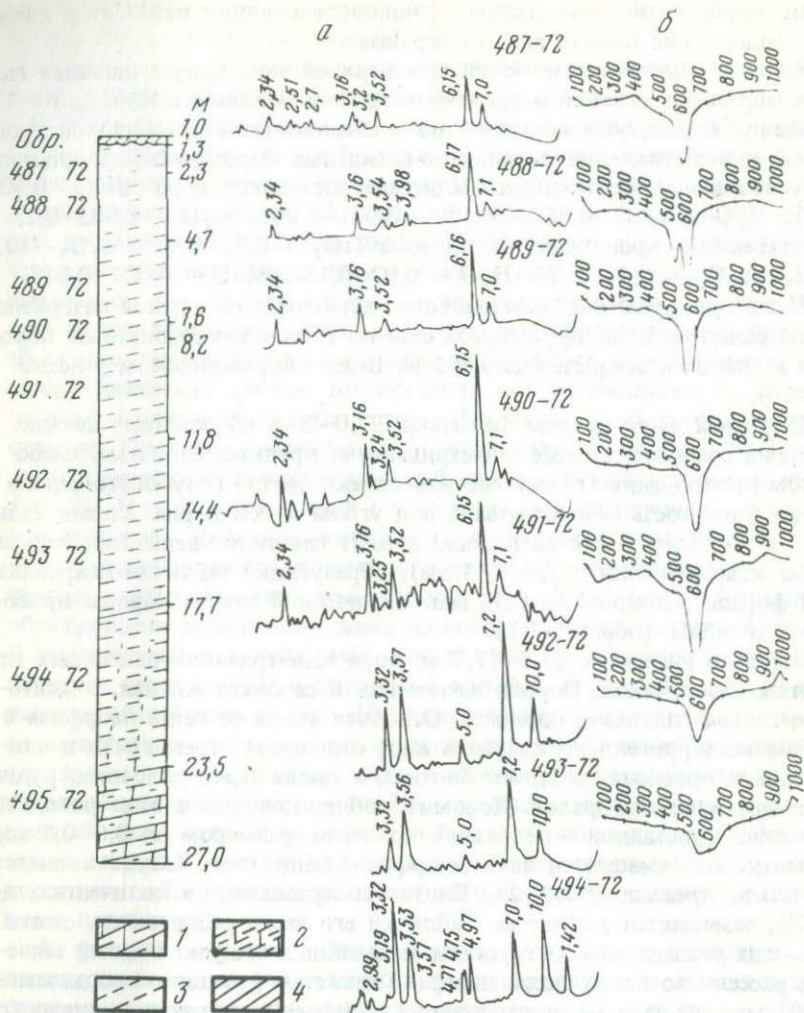
Вынос химических компонентов в абсолютных количествах в профиле коры выветривания карбонатно-сланцевых пород рифея, исключая зону вторичных наложенных процессов, составляет, г/см<sup>3</sup>: SiO<sub>2</sub> – 0,40–0,75; MgO – 0,033–0,057; Na<sub>2</sub>O – 0,001–0,006; K<sub>2</sub>O – 0,083–0,13. Одновременно происходит накопление TiO<sub>2</sub> – 0,02–0,03; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,31–0,62; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,07–0,27; H<sub>2</sub>O – 0,02–0,15 и MnO – 0,001–0,017.

Ниже приводим описание наиболее характерного разреза латеритной коры выветривания, сформированной по глинисто-карбонатным породам и сланцам, вскрытой скв.685 на Вежаю-Ворыквинском участке (рис.6).

В нижней части разреза (интервал 27,0–23,5 м) залегают свежие, местами слабоизмененные выветриванием, крепкие, слоистые, слабо доломитизированные глинистые известняки светло-голубовато-серого цвета. Слоистость ориентирована под углом к оси керна. Кроме кальцита и доломита в состав породы входит глинистое вещество, редкие зерна кварца и биотит (до 1–1,5%), образующий таблички неправильной формы размером до 0,32 мм. Химический анализ породы приводится в табл.1 (обр.495–72).

Выше, в интервале 23,5–17,7 м, кора выветривания описанных глинистых известняков. Порода желтовато- и серовато-зеленая, с желтовато-серыми пятнами, пористая. Основная масса ее пелитоморфная с примесью терригенного кварца в виде отдельных зерен, гнезд и линзовидных прослоев, табличек биотита, а также зерен доломита, рудных и акцессорных минералов. Доломит, наблюдающийся в виде ромбодрических кристаллов и неправильных зерен размером до 0,6–0,8 мм, повсеместно замещается пелитоморфным веществом. Общее количество его не превышает 1,5–2%. Биотит, содержащийся в количествах до 6–7%, замещается хлоритом. Таблички его часто расщеплены, смяты, а иногда распадаются на агрегаты мельчайших чешуек. Рудный минерал рассеян по всему полю шлифа. Глинистая фракция породы менее 0,001 мм, по данным рентгеновских дифрактометрических кривых (обр. 494–72), представлена хлоритом (14,2 Å), каолинитом (7,16 Å) и гидрослюдой (10,0 Å). Вынос химических компонентов в абсолютных величинах в профиле коры выветривания глинистых известняков составляет (табл.1, обр.495–72, 494–75): CaO – 0,88; Na<sub>2</sub>O – 0,015; CO<sub>2</sub> – 0,71 г/см<sup>3</sup>. Одновременно происходит накопление TiO<sub>2</sub> – 0,017; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,28; H<sub>2</sub>O – 0,073; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,037 г/см<sup>3</sup>. Увеличение содержания в коре выветривания окислов кремния, магния и калия происходит как за счет вторичных процессов, так и за счет более высокого содержания в исходной породе таких минералов, как биотит, хлорит и кварц. Удельный вес породы изменяется от 2,73 г/см<sup>3</sup> в свежих глинистых известняках до 1,91 г/см<sup>3</sup> в их коре выветривания (табл. 1).

Выше по разрезу залегают пачка нацело измененных глинистых сланцев мощностью 16,4 м. В нижней части разреза этой пачки, в интервале



Р и с. 6. Разрез коры выветривания глинисто-карбонатных пород быстринской свиты. Скви.685, Вежаю-Ворыквинский участок

1— глинистые известняки; 2— кора выветривания глинистых известняков; 3— кора выветривания глинистых сланцев; 4— четвертичные отложения

а — рентгеновские дифрактометрические кривые; б — термические кривые нагревания

ле 17,7–11,8 м, порода тонкодисперсная, тяжелая, с реликтовой слоистостью. Цвет ее красновато- и желтовато-коричневый, в верхней части интервала с многочисленными участками обеления в виде расплывчатых пятен. Главным породообразующим минералом является каолинит. Из других минералов в виде примеси присутствует гидрослюда (рис.6 обр.493–72 и 492–72).

Выше в интервале 11,8–2,3 м устанавливается бокситоносная кора выветривания (табл.1, обр.492–72 – 488–72). Порода также тонкодисперсная, но неравномерно пропитана гидроокислами железа. Цвет ее изменяется от желтовато-коричневого до темно-коричневого. Отмечаются сильно обохренные участки, в которых обычны железистые стяжения в виде бобовин и пизолитов. Основными породообразующими минералами здесь являются уже бемит, затем шамозит и гематит. Из аксессуарных минералов встречаются турмалин и циркон. Бемит микрокристаллический и фиксируется в шлифах на осветленных участках и на стенках пор. Шамозит тонкочешуйчатый желтовато-зеленого цвета.

В верхней части описываемого интервала на отдельных участках штифов наблюдается тонкая часто деформированная слоистость. Слойки нередко изогнуты или разорваны и отдельные их части смещены по отношению друг к другу (рис. 6, а). Нарушение слоистости в данном случае можно объяснить за счет просадочных явлений, связанных с выносом из породы карбонатного вещества. Здесь же отмечаются осветленные полоски и пятна, сложенные агрегатами тонкокристаллического бемита с примесью шамозита и в незначительных количествах диаспора. Ориентированы они по слоистости. Промежутки между ними заполнены окислами железа и имеют темно-коричневый и темно-бурый цвет.

Верхняя часть профиля бокситоносной коры выветривания глинистых сланцев (интервал 2,3–1,3 м) сильно изменена наложенными процессами, связанными с шамозитизацией (обр.487–72). Порода здесь более плотная, тяжелая, крепкая. Объемный все ее увеличивается до 2,45 (табл.1, обр. 487–72). Окраска пятнистая. На общем темно-коричневом фоне выделяются зеленые, желтовато- и коричневатозеленые шамозитизированные участки.

В описанном профиле коры выветривания глинистых сланцев выделяется две зоны: нижняя – гидрослюдисто-каолинитовая и верхняя – бемитовая. Поведение химических элементов в этом профиле коры выветривания показано на геохимической диаграмме (рис.7, I и II зоны).

Вынос химических компонентов в абсолютных величинах, без учета верхней части разреза, измененной наложенными процессами, составляет  $\text{SiO}_2 - 0,65$ ;  $\text{Na}_2 - 0,001$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,13$  г/см<sup>3</sup>. Одновременно происходит накопление:  $\text{TiO}_2 - 0,03$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,62$ ;  $\text{MnO} - 0,017$ ;  $\text{H}_2\text{O} - 0,15$  г/см<sup>3</sup>. В верхней части профиля коры выветривания, измененной наложенными процессами, увеличивается содержание кремнезема, закисного железа и магнезия и уменьшается содержание окислов алюминия.

Кора выветривания на эффузивах и туфах вскрыта многими скважинами (577, 579, 580, 674, 1057, 1021 и др.) как на Верхне-Ворыквинском, так и на Вежаю-Ворыквинском участках.

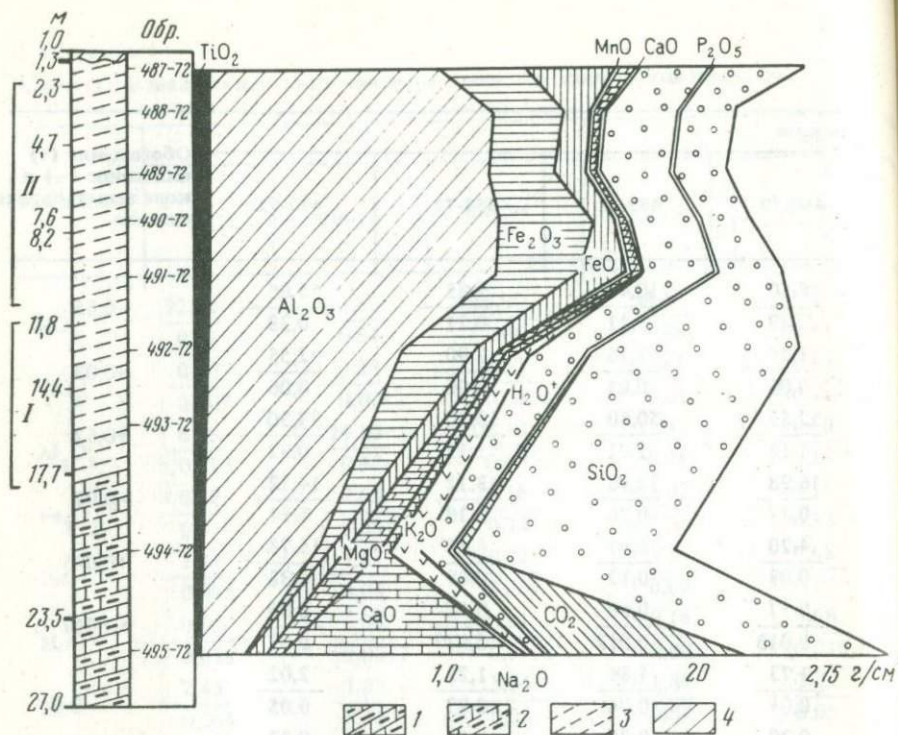
По мнению авторов, на Тимане проявились две фазы девонского вулканизма, характерные для субплатформенного и платформенного этапов развития этой структуры. С ранней фазой вулканизма связано формирование эффузивно-туфовой толщи в конце среднего – начале позднего девона, с поздней – образование покровных базальтов и туфов в позднекейновское время. Таким образом, после образования нижней эф-

Таблица 1

Химические анализы коры выветривания глинистых известняков и сланцев,  $\frac{\text{вес. \%}}{\text{г/см}^3}$ 

Компонент	Номера				
	495-72	494-72	493-72	492-72	491-72
SiO <sub>2</sub>	22,60 0,61	43,80 0,84	39,90 0,86	34,6 0,83	11,0 0,25
TiO <sub>2</sub>	0,30 0,007	1,28 0,024	1,53 0,03	1,68 0,04	2,40 0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,55 0,175	24,10 0,46	28,10 0,60	32,30 0,78	49,60 1,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,52 0,014	2,63 0,051	16,16 0,35	12,02 0,29	14,18 0,33
FeO	2,41 0,065	2,63 0,05	0,22 0,005	3,58 0,09	7,68 0,18
MnO	0,06 0,016	0,09 0,0017	0,01 0,0002	0,14 0,003	0,68 0,016
MgO	2,45 0,066	7,85 0,15	1,74 0,03	1,84 0,04	2,24 0,05
CaO	34,08 0,92	1,85 0,035	0,27 0,006	0,28 0,07	Не обн.
Na <sub>2</sub> O	0,69 0,018	0,18 0,0034	0,15 0,002	0,10 0,002	0,08 0,002
K <sub>2</sub> O	1,38 0,037	6,50 0,125	6,12 0,13	3,19 0,08	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,86 0,05	6,44 0,123	6,36 0,14	9,40 0,23	12,56 0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12 0,003	0,25 0,0047	0,21 0,004	0,38 0,01	0,34 0,008
CO <sub>2</sub>	27,80 0,75	2,03 0,038	Не обн.		0,04 0,001
S <sub>общ</sub>	0,01	0,03	"	0,02	0,02
Сумма	100,83	99,66	100,77	99,53	100,82
Объем- ный вес	2,73	1,91	2,17	2,40	2,32

образцов				Обогащение (+) или вынос (-) в коре выветривания сланцев
490-72	489-72	488-72	487-72	
8,50	10,40	9,85	15,05	
0,19	0,21	0,21	0,38	-0,65
2,45	2,70	2,90	2,55	
0,06	0,05	0,06	0,06	+0,03
52,50	50,60	53,20	38,30	
1,16	1,01	1,12	0,92	+0,62
16,98	12,76	13,12	14,12	
0,37	0,26	0,28	0,34	-0,07
4,20	6,07	4,48	15,73	
0,09	0,12	0,09	0,38	+0,085
0,57	0,60	0,80	0,80	
0,013	0,012	0,017	0,02	+0,017
1,73	1,84	1,23	2,02	
0,04	0,04	0,03	0,05	-
0,28	0,28	0,57	0,57	
0,007	0,006	0,013	0,014	+0,007
0,08	0,12	0,05	0,07	
0,002	0,002	0,001	0,002	-0,001
	Не обн.			-0,13
12,38	13,90	13,98	11,84	
0,27	0,28	0,29	0,28	+0,15
0,29	0,27	0,21	0,29	
0,007	0,006	0,004	0,007	-
0,04	0,04			
0,01	0,001			Не обн.
0,03	0,03	0,01	0,01	-
100,03	99,61	100,40	101,35	
2,21	2,00	2,11	2,45	



Р и с . 7. Геохимическая диаграмма коры выветривания глинистых известняков (обр. 495-72 и 494-72) и сланцев (выше по разрезу) быстринской свиты

I — гидрослюдисто-каолинитовая зона; II — бёмитовая зона, или зона свободного глинозема

1 — глинистый известняк; 2 — кора выветривания глинистых известняков; 3 — кора выветривания глинистых сланцев; 4 — четвертичные отложения

фузивно-туфовой толщ следовал продолжительный перерыв в осадко-накоплении, захвативший, по-видимому, все пашийское, ранне- и средне-кыновское время. Этот перерыв был достаточным для формирования бокситоносной коры выветривания не только по древней коре выветривания рифейских пород, где она сохранилась от размыва, но и по эффузивно-туфовым образованиям.

Эффузивно-туфовая толща процессами выветривания в пределах месторождений, как уже указывалось, изменена на полную мощность, а первичная природа ее устанавливается только по реликтам, представленным базальтами, вулканическим стеклом и обломками эффузивных, эксплозивных и рифейских пород. По этим реликтам устанавливается и неоднородный петрографический состав этой толщ. Реликты базальтов чаще всего встречаются в нижней части разреза коры выветривания, реликты туфового материала — в средней и реликты эффузивов или туфов, но более позднего по времени образования — в верхней. Последние по сравнению с нижележащими вулканогенными образованиями, к коре выветривания

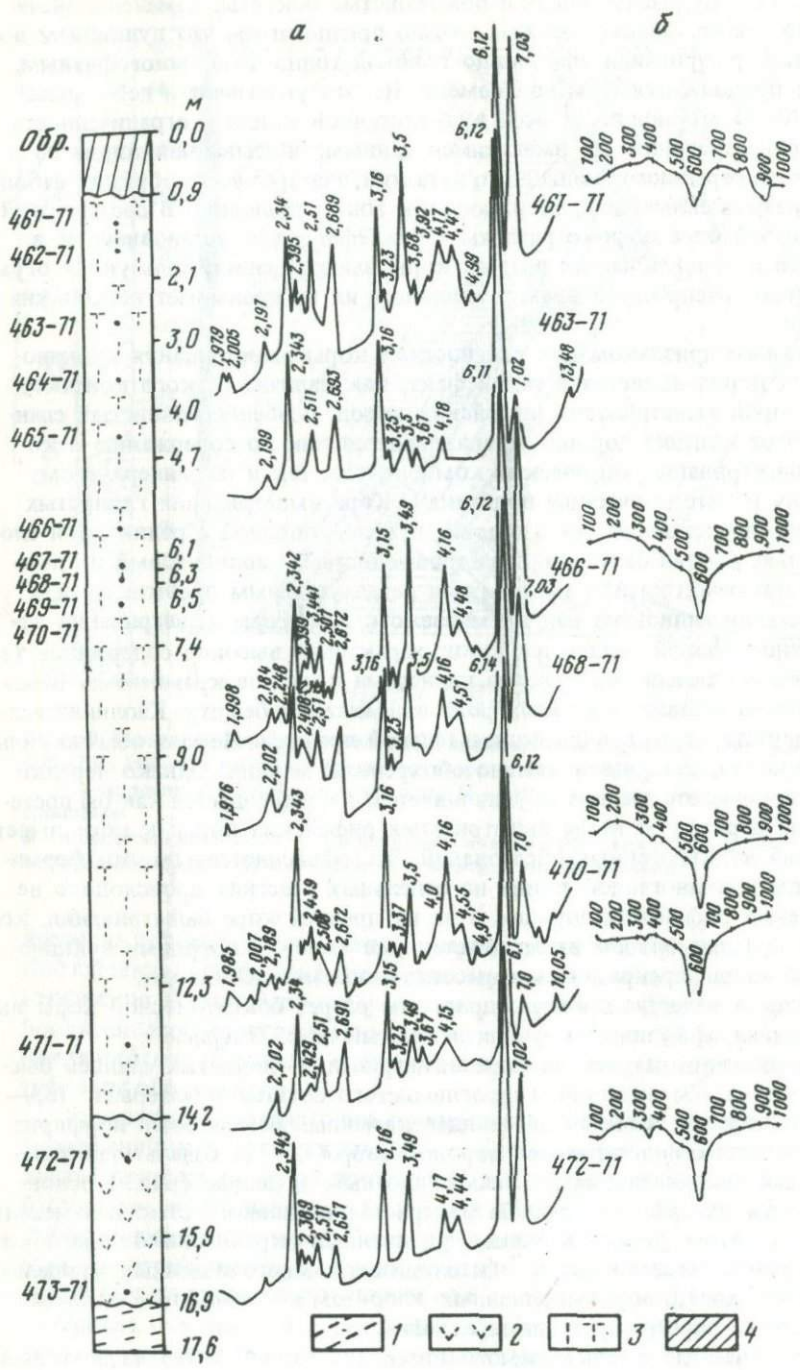
которых приурочены высокоглиноземистые бокситы, изменены значительно слабее. Таким образом, можно предполагать, что вулканизм во время формирования эффузивно-туфовой толщи был многофазным, но не продолжительным во времени. На это указывает и небольшая (до 30–35 м) мощность всей вулканогенной толщи и ограниченность ее распространения. По имеющимся данным, описываемая толща не имеет непрерывного площадного развития, а скорее всего образует небольшие разрозненные тела, тяготеющие к зонам разломов. В составе этой толщи наиболее широко развиты туфы. Эффузивы, установленные в нижней и верхней частях разреза коры выветривания, пользуются ограниченным распространением и мощность их не превышает нескольких метров.

Важным признаком для диагностики коры выветривания вулканогенных пород является и такой факт, как наличие резкого контакта ее с корой выветривания рифейских пород, особенно глинистых сланцев. Этот контакт хорошо устанавливается как по содержанию в корах выветривания химических компонентов, так и по минеральному составу и литологическим признакам. Кора выветривания глинистых сланцев представлена здесь обычно тяжелой породой с реликтовой слоистостью. Состав ее каолинит-гидроалюминистый, каолинитовый и реже каолинит-бемитовый, с равным или незначительным превышением в содержании глинозема над кремнеземом. Для коры выветривания эффузивно-туфовой толщи, наоборот, характерно высокое содержание (за редким исключением) окислов глинозема и низкое кремнезема. В минеральном составе ее главная роль принадлежит бемиту. Каолинит если и присутствует, то в виде незначительной примеси. Порода обычно сильно пористая, сухаристая, сильно обожренная, маркая. Однако нередки случаи, когда эта граница не улавливается, т.е. наблюдается как бы постепенный переход от коры выветривания рифейских пород к коре выветривания вулканогенных образований. Это объясняется тем, что формирование вулканогенной толщи на отдельных участках происходило не на свежих рифейских породах, а на их древней коре выветривания, которая при дальнейшем выветривании уже вместе с породами вулканогенной толщи превратилась в высокоглиноземистый боксит.

Ниже, в качестве примера, приводим разрез бокситоносной коры выветривания эффузивов и туфов, вскрытый скв.577 (рис.8).

В основании разреза, на коре выветривания глинистых сланцев быстринской свиты каолинит-гидроалюминистого состава, в интервале 16,9–14,2 м, залегает измененный миндалекаменный базальтовый порфирит. На контакте с подстилающей породой (обр.473–71) базальт зеленовато-серый с коричневатыми пятнами, плотный. В шлифе (рис.9) основная масса его состоит из слабо раскристаллизованного стекла, замещенного хлоритом, редких крупных, удлиненных вкрапленников плагиоклазов с развывающимся по ним каолинитом и многочисленных миндалин размером до 1,0 мм, выполненных хлоритом и каолинитом. Химический анализ породы приводится в табл.2.

В верхней части описываемого интервала (обр.472–71) базальтовый порфирит более изменен. Порода участками зеленовато- или серовато-



желтая, плотная, участками желтовато-темно-коричневая, красновато-коричневая, обохренная, маркая, пористая. В шлифе на осветленных участках ее наблюдаются очертания лейст плагиоклазов, замещенных бемитом и рудным минералом. Основная масса породы сложена тонкодисперсным бемитом, шамозитом и гидроксидами железа. Вынос химических компонентов в абсолютных величинах здесь составляет (табл. 2, обр. 473—71 и 472—71):  $\text{SiO}_2$ —0,33;  $\text{MgO}$ —0,19;  $\text{CaO}$ —0,005;  $\text{Na}_2\text{O}$ —0,0009;  $\text{K}_2\text{O}$ —0,028 г/см<sup>3</sup>. Одновременно происходит накопление  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —0,25;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —0,36;  $\text{FeO}$ —0,10 г/см<sup>3</sup>.

Выше, в интервале 14,2—0,9 м, залегает кора выветривания туфов. Порода темно-коричневая и желтовато-коричневая, обохренная, маркая, пористая, с характерной обломочной структурой. В средней и верхней частях описываемого разреза коры выветривания встречаются слабо измененные участки материнской породы. Цвет их желтовато- и серовато-зеленый, буровато-зеленый, с желтоватыми и темно-коричневыми пятнами. В шлифах здесь наблюдаются обломки рефейских сланцев, эффузивных пород (рис. 10) и участки слабо измененного пузыристого вулканического стекла (рис. 11) и т.д. Структура породы витро- и литокластическая. Форма обломков угловатая, округлая, овальная, каплевидная. Размер их до 1,2 см, в среднем 3—4 мм. В породе обломки распределены неравномерно и на отдельных участках количество их достигает 60—65%, в среднем не превышает 35—40%. Основная масса породы состоит из нераскристаллизованного вулканического стекла, замещенного бемитом и шамозитом. В нижней части профиля отмечаются гидрослюда (обр. 471—71). Из рудных минералов пользуются развитием гетит и гематит. Этими же минералами сложены и обломки.

Реликты эффузивов и туфов в коре выветривания встречены в разрезах и других скважин.

В разрезе скв. 578 в верхней части профиля коры выветривания (мощностью около 3 м) наблюдаются участки свежего или слабо измененного вулканического стекла (рис. 12). Порода здесь грубообломочная, крепкая, тяжелая. Цвет ее зеленовато-бурый, с темно-коричневыми и желтовато-зелеными пятнами. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —28,69%,  $\text{SiO}_2$ —30,14%. Основными породообразующими минералами являются каолинит с примесью бемита. Ниже по разрезу залегает высокоглиноземистая кора выветривания туфов, но более ранней фазы эксплозивной деятельности.

Реликты вулканического стекла в коре выветривания встречены и в скв. 1057 в интервале 17,6—17,1 м (рис. 13). Порода здесь плотная, местами пористая. Цвет ее темно-коричневый, с желтовато- и коричневатобелыми пятнами. Структура обломочная. Сложена она шамозитом, бемитом, каолинитом, гематитом и гетитом. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —40,45%;  $\text{SiO}_2$ —18,20%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  +  $\text{FeO}$ —27,68% и  $\text{TiO}_2$ —2,25%.

Рис. 8. Разрез коры выветривания, сформированной по глинистым сланцам рифея и эффузивам и туфам средне-верхнедевонского возраста. Скв. 577

1— кора выветривания глинистых сланцев; 2— кора выветривания эффузивов; 3— кора выветривания туфов; 4— четвертичные отложения  
а— рентгеновские дифрактометрические кривые; б— термические кривые нагревания

Таблица 2

Кора выветривания базальтов и туфов. Скв. 577\*

Компонент	Номера образцов и					
	473-71	16,0-15,4	472-71	471-71	12,4-11,5	10,55-10,0
SiO <sub>2</sub>	$\frac{36,05}{0,71}$	36,34	$\frac{17,40}{0,38}$	$\frac{9,20}{0,20}$	10,68	7,00
TiO <sub>2</sub>	$\frac{3,15}{0,08}$	1,60	$\frac{2,35}{0,05}$	$\frac{2,87}{0,06}$	2,50	3,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{24,00}{0,47}$	25,95	$\frac{32,90}{0,72}$	$\frac{47,00}{1,03}$	46,07	51,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{6,70}{0,13}$	19,04	$\frac{22,65}{0,49}$	$\frac{23,34}{0,51}$	24,80	24,00
FeO	$\frac{4,41}{0,09}$		$\frac{8,96}{0,19}$	$\frac{4,93}{0,11}$		
MnO	$\frac{0,33}{0,006}$		$\frac{1,55}{0,03}$	$\frac{0,25}{0,005}$		
MgO	$\frac{10,73}{0,21}$		$\frac{1,08}{0,02}$	$\frac{0,81}{0,02}$		
CaO	$\frac{0,46}{0,009}$		$\frac{0,21}{0,004}$	$\frac{0,70}{0,05}$		
Na <sub>2</sub> O	$\frac{0,08}{0,0019}$		$\frac{0,05}{0,001}$	$\frac{0,04}{0,0008}$		
K <sub>2</sub> O	$\frac{1,67}{0,03}$		$\frac{0,06}{0,0013}$	$\frac{0,03}{0,0006}$		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—		—	$\frac{11,64}{0,25}$		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0,44}{0,009}$		$\frac{0,32}{0,007}$	$\frac{0,26}{0,005}$		
CO <sub>2</sub>	Не обн.		0,06	Не обн.		
S	0,01		0,02			
П.п.п.	$\frac{11,29}{0,23}$	7,08	$\frac{11,88}{0,29}$		12,97	11,95
Сумма	99,32	90,01	99,43	101,07	97,02	97,71
Объемн. вес	1,98		2,18	2,24		

\* Неполные химические анализы Ухтинской геологоразведочной экспедиции  
 $\frac{\text{вес. \%}}{\text{г/см}^3}$

глубина отбора проб, м

470-71	7,1-6,8	5,95-5,55	463-71	2,4-1,9	461-71
$\frac{14,14}{0,31}$	3,64	13,40	10,20	11,26	16,10
$\frac{2,52}{0,05}$	3,40	2,60	2,33	2,40	2,60
$\frac{41,48}{0,92}$	51,09	41,88	47,50	43,58	34,60
$\frac{18,90}{0,41}$	29,92	26,40	22,28	27,20	22,15
$\frac{7,54}{0,17}$			3,91		10,12
$\frac{0,15}{0,03}$			0,62		0,22
$\frac{1,17}{0,03}$			0,91		1,87
$\frac{0,54}{0,01}$	Сл.	0,11	0,28	0,28	0,38
$\frac{0,06}{0,001}$			0,04		0,05
$\frac{0,04}{0,0008}$			0,06		0,10
			12,42		10,98
			0,31		0,33
			Не обн.		0,10
	0,02	Сл.		0,14	0,05
$\frac{12,65}{0,28}$	10,80	13,29		12,69	
99,19	98,87	97,68	100,86	97,55	99,65
2,21					

В разрезе скв.576 на глубине 4,0 м в бокситах с содержанием  $Al_2O_3$  до 43–46% и  $SiO_2$  до 7,7% обнаружены лейсты плагиоклазов, полностью замещенные бемитом (рис.14) и т.д. Таких примеров можно привести еще очень много, но вряд ли это необходимо.

Кора выветривания туфов, слагающих среднюю, большую часть вулканогенной толщи, а часто и всю толщу, в местах отсутствия эффузивов в нижней части разреза и эффузивных и эксплозивных образований в верхней, связанных с более поздней фазой вулканической деятельности, представлена одной зоной. Главные породообразующие минералы бемит, шамозит, гематит. В виде примеси, кроме того, присутствуют каолинит, гидрослюда, гетит и диаспор. Мощность коры выветривания туфов до 20–25 м, в среднем 10–12 м.

В верхней части профиля мощностью от 1–2 до 3–5 м кора выветривания карбонатно-сланцевых пород и эффузивно-эксплозивных образований часто сильно изменена более поздними наложенными процессами. Здесь наблюдается повышенное содержание кремнезема, иногда закисного железа и окислов магния и пониженное глинозема. Для этой части разреза характерно и обеление пород коры выветривания, что связано с выносом железа. Особенно ярко эти изменения проявляются в местах, где в кровле коры выветривания залегают лигнитоподобные породы или глины и алевролиты, содержащие растительные остатки. В кору выветривания после ее образования поступало большое количество органического вещества из перекрывающей ее терригенной толщи и создавало в ней восстановительные условия, в результате которых окисное железо переходило в более подвижное закисное с последующим преобразованием его в шамозит. Цвет породы в этом случае изменялся от темно-коричневого до серовато-зеленого. Часть железа при этом выносилась за пределы коры выветривания. Одновременно в коре выветривания происходило и преобразование минералов свободного глинозема. Окислы алюминия в восстановительных условиях также становились более подвижными (Бушинский, 1964). Часть глинозема мигрировала в нижние горизонты коры выветривания и образовывала высокоглиноземистые бокситы, часть соединялась с кремнеземом грунтовых вод и переходила в каолинит, образуя глины. В результате этих перемещений, происходящих в форме коллоидных и химических растворов, образовывались железистые стяжения в виде оолитов, бобовин, крупнокристаллический бемит и тонкочешуйчатый шамозит. Последние два минерала наблюдаются в виде оторочек и каемок на стенках трещин, полостей и вокруг псевдообломков, железистых стяжений и т.д.

Ниже приводим описание некоторых наиболее важных породообразующих минералов бокситоносной коры выветривания.

Бемит образует как микрокристаллические, так и хорошо образованные кристаллы. Последние чаще наблюдаются по слоистости, по стенкам пустот и трещинам, вокруг железистых стяжений, глобулей, псевдообломков. Иногда крупными кристаллами бемита сложена вся порода. Показатели преломления тонкодисперсного бемита изменяются в широких пределах:  $n_{ср} = 1,632–1,638$ , встречаются до 1,660. Показатели пре-

ломления кристаллического бемита несколько отличаются от тонкодисперсного:  $Np = 1,638$ ;  $Ng = 1,650$ ;  $Ng - Np = 0,012$ .

Железистые минералы развиты широко. Их окисные и гидроокисные соединения интенсивно пропитывают породу и образуют стяжения в виде корковидных образований, оолитов, пизолитов, бобовин и т.д. Содержание железа в породах коры выветривания достигает 30–35% и более, в среднем около 20–25%.

Шамозит распространен неравномерно и представлен двумя генерациями. Ранний шамозит преимущественно скрытокристаллический, окисленный. Цвет его бурый или желтовато- и буровато-зеленый. В породе он слагает отдельные участки. Поздний шамозит преимущественно инфльтрационный, наложенный, более свежий, чешуйчатый. Он выполняет трещины, пустоты или образует каемки вокруг железистых стяжений. Цвет его бледно-зеленый и желтовато-зеленый.

Диаспор встречается спорадически. Однако местами он наблюдается в количествах до 30% и вместе с бемитом является основным породообразующим минералом. Диаспор нередко встречается и в нижних частях профиля коры выветривания карбонатно-сланцевых пород рифея в парагенезисе с гидрослюдой и каолинитом (скв.2214). Этот факт заслуживает особого внимания и тщательного изучения с точки зрения доказательств существования древней коры выветривания. Форма кристаллов диаспора столбчатая, таблитчатая и игольчатая. Размер кристаллов по длинной оси колеблется от 2–3 до 10 мк. В шлифах в проходящем свете он бесцветный или слабоокрашенный и плеохроирует: по  $Ng$  — желтовато-белый или синий, по  $Np$  — темно-фиолетовый или красновато-бурый. Показатель преломления  $Nm = 1,682 \pm 0,003$ . На рентгенограммах диаспор характеризуется основными базальными рефлексами в области углов 3,98; 3,25; 2,31; 2,13; 2,08 Å.

Описание разрезов бокситоносной коры выветривания, образованной по породам рифея и эффузивно-эксплозивным образованиям девона, показывает, что конечный результат получается весьма сходным, и различный первичный субстрат устанавливается с большим трудом на основании тщательного изучения большого количества фактического материала.

Именно этот факт и послужил причиной появления дискуссий об условиях формирования девонских бокситов. Одни геологи связывают их с латеритной корой выветривания рифейских пород, другие — рифейских и эксплозивных пород средне-верхнего девона, и, наконец, третьи считают их осадочными образованиями.

Факторами, благоприятствующими развитию бокситоносности, являются: наличие в субстрате древней коры выветривания, развитой на породах рифея, или эксплозивного материала ранней фазы девонского вулканизма с накоплением туфового, в том числе агломератового грубообломочного материала, развитие интенсивной тектоники и залегание указанных пород под осадочными, преимущественно глинистыми образованиями или под покровными базальтами и их туфами верхнекембрийского (нижнефранского) возраста. В случае наличия всех названных факторов район на бокситы имеет высокие перспективы.

Древняя кора выветривания на рифейских породах формировалась, видимо, и в других геологических эпохах, однако сохранность ее зависела от особенностей последующего развития геологических процессов, которые необходимо выявить. Для этого нужно обратить особое внимание на изучение как верхнедевонских вулканогенно-осадочных образований, так и более древних пород, перекрывающих фундамент с целью выявления в них переотложенных продуктов древней коры выветривания, с которой могли быть связаны не только бокситы, но и другие рудные образования. Так, например, на площади, расположенной в верховьях рек Цильмы, Мезенской Пижмы и Печорской Пижмы, ранее считавшейся наиболее перспективной для поисков бокситов, поисковыми работами установлено широкое развитие на этой площади песчаников, указывающих на глубокий размыв пород рифейского фундамента и развивающейся на них коры выветривания, корни которой вскрыты здесь единичными скважинами. Песчаники эти обычно разнозернистые, с прослоями гравелитов и конгломератов, особенно в нижней части разреза, слабо глинистые. Мощность их до 50–60 м и более. Залегают они на породах рифея в основании вулканогенно-осадочной толщи верхнекаменноугольного (нижнефранского) возраста, имеют с ней постепенный контакт и среднедевонский возраст.

В этой связи очень важным представляется и изучение литологии пород рифейского фундамента. До сих пор для рифейских образований Тимана нет общепринятой стратиграфической схемы, не говоря уже об изучении их вещественного состава.

Давно назрела необходимость и в составлении крупно- и мелкомасштабных геологических, тектонических, литолого-фациальных и палеогеографических карт для различных стратиграфических подразделений всего Тимана. Наличие таких карт позволит более обоснованно вести поисковые работы на бокситы и другие полезные ископаемые, которые могут быть связаны с корой выветривания.

## Л и т е р а т у р а

1. Абрамов В.П., Лебедев В.А., Смирнов В.Г. Бокситы латеритного типа на Среднем Тимане. — Разведка и охрана недр, 1972, № 9.
2. Бушинский Г.И. О некоторых вопросах геологии бокситов. — В кн.: Вопросы геологии и геохимии бокситов. "Наука", 1964.
3. Бушинский Г.И. Геология бокситов. "Недра", 1971.
4. Демина В.Н., Кузьмина О.В. Бокситы Среднего Тимана, их минералогия и некоторые вопросы генезиса. — В кн.: Проблема генезиса бокситов. "Наука", 1975.
5. Лебедев В.А. Латеритные коры выветривания Среднего Тимана. — В кн.: Рудосносные коры выветривания. "Наука", 1974.
6. Плякин А.М. О бокситах Среднего Тимана. — Геол. рудных месторожд., 1974, т. XIV, № 3.

## ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Литологический состав и строение фосфоритоносных отложений являются, как справедливо заметил А. В. Казаков (1939), документом своеобразной физико-географической обстановки условий образования.

Изучение литологии как древних, так и более молодых эпох фосфатонакопления показывает, что фосфориты и вмещающие их породы представляют собой типичные морские образования. Так, геосинклинальные фосфориты залегают среди морских карбонатных, глинисто-карбонатных, глинисто-кремнисто-карбонатных, кремнисто-карбонатных отложений (Алтае-Саянский, Хубсугульский, Каратауский фосфоритоносные бассейны в Азии, Фосфория в Северной Америке, Джорджолина в Австралии и др.). Платформенные фосфориты развиты среди глауконитовых песчано-глинистых и песчано-карбонатных морских пород (Русская, Сибирская платформы). Фосфатоносные осадочно-метаморфические карбонатные образования также представляют собой первично-осадочные морские породы (Алданский щит, Юго-Западное Прибайкалье в Сибири, Лаокай в ДРВ и др.).

Фосфоритоносные отложения развиты на обширных площадях, прослеживаются на значительные (1000–1500 км) расстояния и содержат иногда огромные запасы фосфоритов (нижнекембрийские в Каратау, среднекембрийские в Австралии, пермские в Скалистых горах США, мел-палеогеновые в Северной Африке).

Они являются относительно мелководными осадками, о чем свидетельствуют широкое развитие рифогенных, брекчиевых и подводно-оползневых текстур пород, следы внутрiformационных переминов, повышенное содержание органического вещества.

Анализ литологического состава фосфоритоносных отложений свидетельствует о том, что подавляющее большинство месторождений фосфоритов связано с карбонатными отложениями, т.е. накопление крупных концентраций фосфора происходило на фоне преимущественно карбонатной седиментации. Наиболее древние фосфатоносные породы, известные на территории СССР, связаны с первично-осадочными, терригенно-карбонатными и карбонатными комплексами верхнего архея–нижнего протерозоя [15]. Все крупнейшие месторождения мира приурочены к карбонатным, кремнисто-карбонатным, терригенно-кремнисто-карбонатным и терригенно-карбонатным породам.

Примером разреза карбонатных фосфоритоносных отложений может служить разрез фосфоритной серии на Белкинском, Саржаковском и Ухагольском месторождениях в Алтае-Саянской складчатой области; к кремнисто-карбонатным разрезам приурочены месторождения Каратауского бассейна в СССР, Хубсугульское в Монголии, Джорджолина в Австралии, Фосфория в США. С терригенно-карбонатным разрезом (формация атласского типа, по Н. С. Шатскому [13]) связаны мел-палеогеновые месторождения Марокко, Туниса, Алжира, Египта и Средней Азии в СССР.

В терригенных, преимущественно глинистых разрезах многих фосфоритоносных районов, фосфориты либо отсутствуют, либо наблюдаются в виде глинисто-фосфатных или карбонатно-фосфатных конкреций или линз, рассеянных в глинистой толще (мрасская свита Горной Шории, удерейская и погоруйская свиты Енисейского края и др.). На месторождении Абу-Тартур (западная пустыня Египта) терригенно-карбонатная фосфоритоносная формация с мощными пластами богатых фосфоритов согласно перекрывается глинистыми породами формации Дахла, в которой отмечаются маломощные прослои глин с мелкими рассеянными фосфоритными конкрециями.

В карбонатном типе отложений крупные залежи фосфоритов приурочены к перерывам в монотонном разрезе карбонатных пород. В кремнисто-карбонатном и терригенно-карбонатном типах разреза фосфоритные слои приурочены к границам между терригенными и кремнисто-карбонатными или терригенно-карбонатными породами. В Каратау, на месторождении Аксай, отложения каройской серии, непосредственно подстилающие Чулактаускую фосфоритоносную свиту, представлены конгломератами, аркозовыми и кварцевыми песчаниками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. На месторождении Абу-Тартур в Египте фосфоритоносная формация подстилается песчано-глинистыми породами нубийской формации [16].

Как известно, А.В. Казаков считал, что кальцит — это непременная составная часть фосфоритов и вмещающих их пород. Он подчеркивал, что "породы, не содержащие кальцита, обычно не содержат и фосфоритов" [8, с. 63]. В то же время он отрицал генетическую связь фосфора с доломитом, хотя и располагал фактическими данными об участии доломита в строении фосфоритов Каратау, Фосфория. Доломит в селеукских фосфоритах А.В. Казаков считал вторичным. Исследования как древних, так и молодых фосфоритов показывают на тесную парагенетическую связь фосфата с доломитом.

У ряда исследователей [4,5 и др.] сложилось ошибочное представление о том, что древние фосфоритоносные отложения исключительно или преимущественно приурочены к доломитам, а в пределах фосфоритоносных серий фосфориты генетически связаны с доломитами, а карбонатная примесь в них представлена только доломитом. Наблюдающийся кальцит имеет вторичное происхождение, он образовался в поверхностных условиях. Однако детальные исследования фосфоритов и вмещающих их пород показали [10,14], что в карбонатном типе фосфоритоносных отложений фосфатные породы и фосфориты приурочены к частям разреза, характеризующимся смешанным известняково-доломитовым составом, а известняки широко развиты в разрезах кремнисто-карбонатных и терригенно-карбонатных типов разреза. Во всех изученных нами типах фосфоритов Сибири наряду с доломитом в строении фосфорита участвует первичный кальцит. Присутствие кальцита в фосфоритах глубоких горизонтов месторождений Чулактау отмечает А.Г. Трухачева. На территории Сибири известны фосфоритопроявления (кабырзинская свита в Горной Шории, улунтуйская свита в Западном Прибайкалье, Чартысская свита на нагорье Сангилен), в которых фосфориты приурочены

исключительно к известнякам, а в составе фосфоритов карбонат представлен кальцитом.

Ошибочна и другая точка зрения, которая отрицает связь залежей более молодых (мел-палеогеновых) североафриканских и египетских фосфоритов с доломитами [6].

Проведенное автором изучение вещественного состава верхнемеловых фосфоритов и вмещающих их пород на месторождении Абу-Тартур в западной пустыне Египта, а также данные М.Х. Хермины [17] свидетельствуют о широком развитии в разрезе фосфоритонесной формации доломитов в виде отдельных пластов, линз и цемента в фосфоритах: вмещающие фосфориты глинисто-карбонатные породы содержат значительную примесь доломита. Содержание доломита в фосфоритах колеблется от 3 до 15, достигая иногда 27%. Значительная примесь доломита отмечается на месторождениях прибрежной части Красного моря в Египте (Хомровейн и др.). Широкое развитие доломита наблюдается также в фосфоритонесных отложениях Марокко.

Следовательно, генетическая связь фосфата с доломитом присуща как древним, так и молодым эпохам фосфатонакопления.

Характерной особенностью геосинклиналиных, а иногда и платформенных фосфоритов является их парагенез с кремнистыми породами. Кремнистые породы являются постоянной составной частью разрезов таких крупных фосфоритонесных бассейнов, как пермский в США и кембрийские: Каратау в СССР, Хубсугульский в Монголии, Джорджина в Австралии, что дало основание Н.С. Шатскому [13] выделить отдаленно кремнистый тип фосфоритонесных формаций. Кремнезем рассматривается некоторыми исследователями как один из трех важнейших порообразующих минеральных компонентов фосфоритов, генетически самым тесным образом связанных с фосфатом [4,5,12]. Однако, как показывают исследования, кремнистые породы сами по себе не содержат фосфоритов, а лишь на контакте с карбонатными породами, в переходной толще они становятся фосфатными. При этом, как правило, первичные кремнистые фосфориты наиболее бедные (Каратау). Вместе с тем встречаются вторичные кремнистые фосфориты, образовавшиеся в зоне гипергенеза за счет кремнисто-карбонатных фосфоритов и имеющие более высокое содержание  $P_2O_5$ , чем первичные (Тамалыкское месторождение в Восточной Сибири). Известно также, что множество отложений того же возраста, что и фосфоритонесные, обогащенные кремнистыми образованиями, не содержат скоплений фосфатов [6]. Иными словами, кремнезем не является обязательным компонентом фосфоритов [15], как и кремнистые породы — непременной составной частью фосфоритонесных отложений (Саржоковское, Белкинское, Селеукское и другие месторождения СССР). Фациальное замещение фосфоритонесных карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений по разрезу и по площади кремнистыми ведет к исчезновению фосфоритов.

В кремнисто-карбонатном разрезе фосфоритонесных отложений можно выделить два основных типа развития кремнистых пород. Один характеризуется однородным литологическим составом, определенным стратиграфическим положением в разрезе и четкой обособленностью его

от фосфоритоносных пластов. Например в Каратау выдержанная толща кремней мощностью до 25 м залегает в основании фосфоритоносной серии. В Фосфория кремнистые породы мощностью 5–12 м находятся в основании серии (нижняя пачка), внутри нее (пачка межрудных кремней мощностью 40–50 мм) над нижней фосфоритной пачкой. На Хубсугульском месторождении кремнистые породы мощностью 40–50 м перекрывают фосфоритоносную пачку. Для другого типа характерен линзовидно-вкрапленный характер развития кремней в разрезе фосфоритоносных отложений (Батеневский кряж в Сибири и др.). Первый случай характеризует полную и глубокую степень химической дифференциации слагающих фосфоритоносную формацию хемогенных образований — фосфата, кремнезема и карбонатов. Второй — отсутствие такой дифференциации. По-видимому, это — одна из главных причин образования крупных залежей высококачественных фосфоритов в первом случае и небольших залежей бедных фосфоритов — во втором [16].

Отличительной особенностью платформенных фосфоритов является их тесная парагенетическая связь с глауконитовыми терригенными и терригенно-карбонатными (песками, алевролитами, глинами) породами. Это характерно для древних (ордовикские фосфориты Русской и Сибирской платформ) и молодых (юрские — меловые фосфориты Русской платформы, верхнемеловые фосфориты в Западной пустыне Египта), желваковых и ракушечных (Русская и Сибирская платформы), а также зернистых (Западная пустыня Египта) типов фосфоритов. Здесь, как и в случае с кремнями, при более полном и глубоком ходе химической дифференциации фосфора и глауконита образуются крупные и в разной степени богатые фосфором залежи фосфоритов.

В разрезе геосинклинальных фосфоритоносных отложений терригенно-кремнисто-карбонатного типа наблюдается парагенетическая ассоциация титаноносных и фосфатоносных сланцев или титансодержащих сланцевых горизонтов в разрезе карбонатных отложений, подстилающих или перекрывающих фосфоритоносные пачки (Тамальское месторождение, Сангиленское, Морского хребта и Талановское фосфоритопроявления в Сибири). По-видимому, титан поступал в бассейн осадко-накопления вместе с терригенным (главным образом глинистым) материалом.

Фосфориты и вмещающие их породы содержат постоянную примесь свободного органического углерода, представленного графитом или другим углистым веществом. На некоторых месторождениях наблюдается повышенное содержание органического вещества (Фосфория — в США, Тамальское — в Сибири), достигающего иногда в фосфоритах более 30% (Сангиленское проявление на юге Сибири). Устанавливается определенная связь наиболее высоких содержаний углерода в фосфоритах, залегающих в толщах, в строении которых значительное место занимают глинистые породы. В разрезах карбонатного типа фосфоритоносных отложений (Белкинское, Саржаковское в Сибири и др.) фосфориты характеризуются ничтожно низким содержанием углерода. По-видимому, повышенные содержания углерода в фосфоритах возникают не только за счет планктона [12] и других органических остатков бассейна осадко-

накопления, но и в значительной мере связаны с поступлением органического вещества вместе с терригенной примесью с суши [15].

Вулканогенно-осадочные фосфоритоносные образования по характеру парагенеза фосфоритов и вмещающих пород Н.Г. Бродская [2] разделяет на три группы.

К первой группе относится миоценовый комплекс Сахалина и верхнемеловой комплекс Кавказа, седиментационный материал которых представлен терригенными, вулканокластическими, хемогенными и биохемогенными компонентами. Роль терригенного материала в фосфатносыльных породах незначительна, хотя в подстилающих и перекрывающих отложениях присутствуют песчаные и глинистые породы. Характерно развитие кремнистых пород — опок, диатомитов, туфодиатомитов, фтанитоподобных пород и фтанитов, связанных с вулканическим источником фосфора. Вулканогенные породы представлены базальтами, базальтовыми порфиритами, диабазами. Фосфориты в форме главным образом желваков и мелких линз или фосфатное вещество равномерно рассеяно в отдельных карбонатно-кремнистых прослоях.

Ко второй группе относится комплекс ордовика Северного Казахстана с преимущественным развитием карбонатных в основном биогенных пород при незначительном содержании кремнистого и терригенного материала с участием вулканокластического, который представлен главным образом туфами андезитов и трахиандезитов. Фосфориты приурочены к рифогенным фациям, флишоидные толщи несколько фосфатизированы, фосфориты представляют собой фосфатизированные известняки; в разрезах, обогащенных терригенным и вулканокластическим материалом, присутствуют конкреции фосфоритов.

К третьей группе относится нижнекембрийский вулканогенно-карбонатно-кремнистый комплекс Западных Саян, Приохотья, Чу-Илийских гор, сложенный эффузивными, вулканогенно-обломочными, кремнистыми и карбонатными породами при незначительном развитии терригенных. Вулканогенные породы представлены базальтовыми порфиритами, часто миндалекаменными, кремнистые — главным образом фтанитами и кремнистыми сланцами, реже кварцитами и яшмами, карбонатные — пелитоморфными, часто доломитизированными известняками, доломитами и биогенными разностями известняков; наблюдаются смешанные карбонатно-кремнистые породы. Фосфориты приурочены к переходным кремнисто-карбонатным зонам разрезов, а также к брекчиевым зонам на контакте эффузивных пород с кремнистыми или к брекчированным горизонтам кварцитов. Залегают фосфориты в виде линз в брекчированных зонах, где фосфатное вещество присутствует в цементе и в обломках фосфоритов.

Для всех рассмотренных выше групп вулканогенно-осадочных фосфоритоносных образований наиболее продуктивной частью разреза являются горизонты пород разного литологического состава, отражающего смену физико-химических условий осадконакопления. Общая характерная черта вулканогенно-осадочных фосфоритоносных формаций — сравнительно низкое качество связанных с ними фосфоритовых руд (Дальний Восток, Алтае-Саянская область, Казахстан).

Многообразие литогенетических типов геосинклинальных фосфоритоносных отложений определяет большое разнообразие минеральных разновидностей фосфоритов, полностью отражающих минеральный состав вмещающих их пород.

Основными породообразующими минералами фосфоритов в карбонатном и кремнисто-карбонатном типах фосфоритоносных отложений являются фосфат, доломит, кальцит, кварц. При этом в фосфоритах, залегающих в толщах с преимущественным развитием доломита, всегда преобладает доломит над всеми другими нефосфатными минералами. Кремнезем (кварц, халцедон) в значительных количествах присутствует в фосфоритах, если кремнистые породы развиты внутри фосфоритной серии, или на контакте с фосфоритными слоями.

В терригенно-кремнисто-карбонатном разрезе фосфориты содержат значительную примесь глинистых минералов. Породообразующими минералами платформенных конкреционных фосфоритов являются обломочный кварц, глауконит, в меньшей мере — глинистый материал. Наиболее распространены глауконито-кварцевые и кварцево-глауконитовые фосфоритовые конкреции.

В зернистых фосфоритах, залегающих среди терригенно-карбонатных отложений, породообразующими минералами наряду с фосфатом являются обломочный кварц, глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюда, каолинит), доломит, кальцит, гипс (месторождение Абу-Тарг в Египте).

По петрографическим признакам выделяются массивные, линзовидно-слоистые, тонкослоистые, оолитовые, зернистые (микроконкреционные, конкреционные, брекчиевые, конгломератовые, брекчиевидные и конгломератовидные фосфориты.

Глубокое изучение литологического состава фосфоритов и вмещающих их пород позволяет установить важные закономерности их распространения в земной коре, дает ценный материал для выяснения условий образования фосфоритов. Данные о литологическом составе могут быть широко использованы при прогнозировании и поисках фосфоритов.

## Л и т е р а т у р а

1. *Арсеньев А.А., Нечаева Е.А.* Среднекембрийские фосфориты Австралии. Экспресс-информация, сер., IV, вып. 2. М., ОЦНТИ ВИЭМС, 1974.
2. *Бродская Н.Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. "Наука", 1974.
3. *Бушинский Г.И.* Древние фосфориты Азии и их генезис. "Наука", 1966.
4. *Бушинский Г.И.* Формация Фосфория. "Наука", 1969.
5. *Гиммельфарб Б.М.* Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. "Недра", 1965.
6. *Еганов Э.А.* Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. "Наука", 1974.
7. *Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. "Наука", 1973.
8. *Казakov А.В.* Фосфатные фации. ГОНТИ, 1939.
9. *Калмыков А.Ф., Соколов А.С., Тушина А.М.* Апатитовое месторождение Маук-Кок во Вьетнаме. — Труды ГИГХС, 1962, вып. 7.
10. *Михайлов А.С., Смилкстын А.С., Светлицкий Н.И., Суховерхова М.В.* Геолого-геохимические особенности главнейших фосфоритоносных формаций Алтас-Саянской складчатой области. "Недра", 1970.

11. *Соколов А.С.* Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3.
12. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд-во АН СССР, 1960.
13. *Шатский Н.А.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей (Совещ. по осадочным породам), вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
14. *Юдин Н.И., Арсеньев А.А.* Фосфатоносность юга Восточной Сибири. "Наука", 1970.
15. *Юдин Н.И., Арсеньев А.А., Горбунова Л.И.* Фосфоритоносные формации. — В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. "Наука", 1973.
16. *Юдин Н.И.* К вопросу фосфоритообразования в свете учения Л.В. Пустовалова. — В кн.: Генезис и закономерности размещения фосфоритов. "Наука", 1974.
17. *Chermine M.N.* Preliminary evaluation of Maghrabi-Liffia phosphorites, Abu Tartur Area, Western Desert, Egypt. Cairo. Publ. Geol. Surv. Egypt and Mining Authority, 1971.

## ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ФОСФОРИТОВ НИМИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХАБАРОВСКОГО КРАЯ

В комплексе работ, связанных с поисками фосфоритовых месторождений, значительный интерес представляет изучение закономерностей распределения элементов-примесей во вмещающих породах, особенно для месторождений складчатых областей, фосфатоносные отложения которых резко дифференцированы по составу главных и второстепенных компонентов. В качестве объекта исследования выбрано месторождение Ними, находящееся на севере Хабаровского края в Удско-Шантарском секторе Монголо-Охотского эпигеосинклинального пояса.

Удско-Шантарский район перспективен на железо, марганец и фосфор. Со строительством Байкало-Амурской магистрали, проектируемой в 150—200 км к юго-западу от фосфатоносного района, земледелие — основной потребитель фосфоритов — продвинется на север Дальнего Востока. Составу вулканогенно-осадочных отложений Удско-Шантарского района, условиям их образования и связанным с ними полезным ископаемым были посвящены работы Э.Л. Школьника [10, 11], Г.И. Архипова [2], А.А. Арсеньева, Ю.Р. Ручкиной [1] и др. Особенности концентрации элементов-примесей в сибирских фосфоритах, в частности Удско-Шантарского района, занимался В.З. Блисковский [3]. Работе по изучению закономерностей распределения элементов-примесей в фосфоритовых вмещающих толщах Нимийского месторождения предшествовали литолого-минералогические исследования, выполнявшиеся Ю.Р. Ручкиной [8,7]. Применяемая методика геохимических исследований ранее разработана Э.К. Буренковым [5] при изучении месторождений фосфоритов в платформенных отложениях.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нимийское месторождение является одним из наиболее изученных и перспективных в Удско-Шантарском бассейне. Так же как и все наиболее крупные фосфоритовые месторождения — Лагап, Горель и Нелькан, Нимийское находится в юго-восточной части одноименного антиклинория и приурочено к Соордакской антиклинали общего для всего района северо-восточного простирания. Значительная юго-восточная часть антиклинали перекрыта мезозойскими эффузивными толщами Торомского прогиба, а ее северо-западное крыло, осложненное более мелкой складчатостью, имеет общее крутое (70—80°) падение на северо-запад и определяет позицию всех фосфоритовых залежей.

На Нимийском месторождении установлены антиклиналь в бассейне кл. Лысого и синклиналь в верховьях р. Верхней Джаводи (рис.1). Складки фосфоритоносных отложений и осложняющие их разрывные нарушения создают типичную складчато-блоковую структуру. Разрывные нарушения, определившие положение долин рек Верхней Джаводи, кл.

Лысого и других депрессионных зон, могут быть отнесены к сбросодвигам или взбросодвигам с амплитудами смещения в вертикальном и горизонтальном направлении до первых сотен метров.

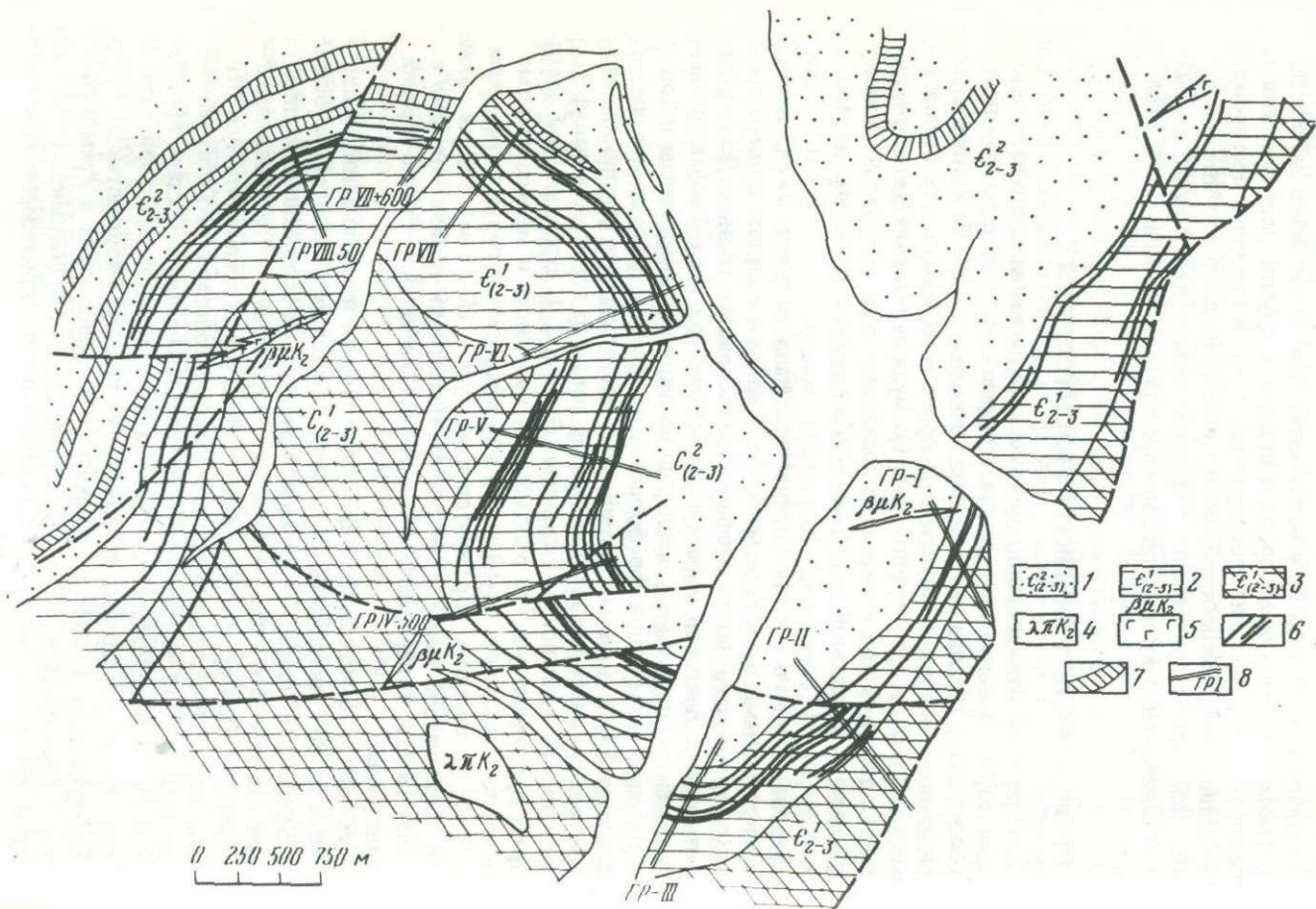
Нимийское месторождение имеет характерный для всего района набор фосфоритовмещающих пород и присущие другим месторождениям региона условия залегания фосфоритовых тел. В строении месторождения принимают участие кембрийские вулканогенно-осадочные образования. Фосфориты приурочены к мощной продуктивной пачке кварцитов, включающей прослой известняков, яшм, песчаников и эффузивов.

## СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА НИМИЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кембрийские вулканогенно-осадочные образования подразделяются на две согласно залегающие толщи: нижнюю — вулканогенно-кремнисто-карбонатную и верхнюю — существенно кремнистую. Обе толщи характеризуются большим разнообразием пород и их быстрой фациальной изменчивостью по простиранию (рис.1). Вулканогенно-кремнисто-карбонатная толща в свою очередь подразделяется на две пачки: нижнюю — карбонатную и верхнюю — вулканогенно-кремнистую фосфоритоносную (рис.2).

Карбонатная пачка нижней толщи представлена доломитами, доломитизированными известняками и известняками с маломощными прослоями кремнистых пород и эффузивов основного состава. Доломиты, пользующиеся площадным распространением, содержат фосфат чрезвычайно распыленный, образующий редкие непротяженные линзы и тонкие прослои. Содержание фосфорного ангидрида в доломитах редко превышает 5%. В пределах Нимийского месторождения распространена лишь верхняя часть карбонатной пачки, согласно перекрываемая фосфоритоносной вулканогенно-кремнистой пачкой. В строении этой части разреза принимают участие обломочные, массивные и мелкозернистые известняки (мощность от 10 до 30 м), разделенные горизонтами яшм (4—5 м), базальтовых порфиринов и их туфов (5—15 м). Общая мощность карбонатной пачки более 500 м. Известняки вблизи контакта с верхней пачкой окварцованы и постепенно сменяются светло-серыми кварцитами.

Вулканогенно-кремнистая фосфоритоносная пачка нижней толщи сложена на 80% кварцитами с редкими пластообразными телами основных эффузивов, известняков, яшм и залежей фосфоритов. Кварциты имеют светло-серую, белую окраску с характерным "сахаровидным" обликом, массивную или брекчиевую текстуру, крупноплитчатую отдельность. Мощность продуктивной фосфоритоносной пачки изменчива от 200 до 1000 м. На территории месторождения в составе продуктивной пачки прослеживаются более или менее четко три горизонта. В составе нижнего горизонта преобладают кварциты (мощностью до 110 м) с незначительным количеством прослоев вулканических и кремнистых брекчий (мощность 9—20 м). Последние состоят из обломков яшм, кварцитов и иногда фосфоритов, сцементированных скрытозернистым яшмовым материалом (профиль IV, к-ва 45).





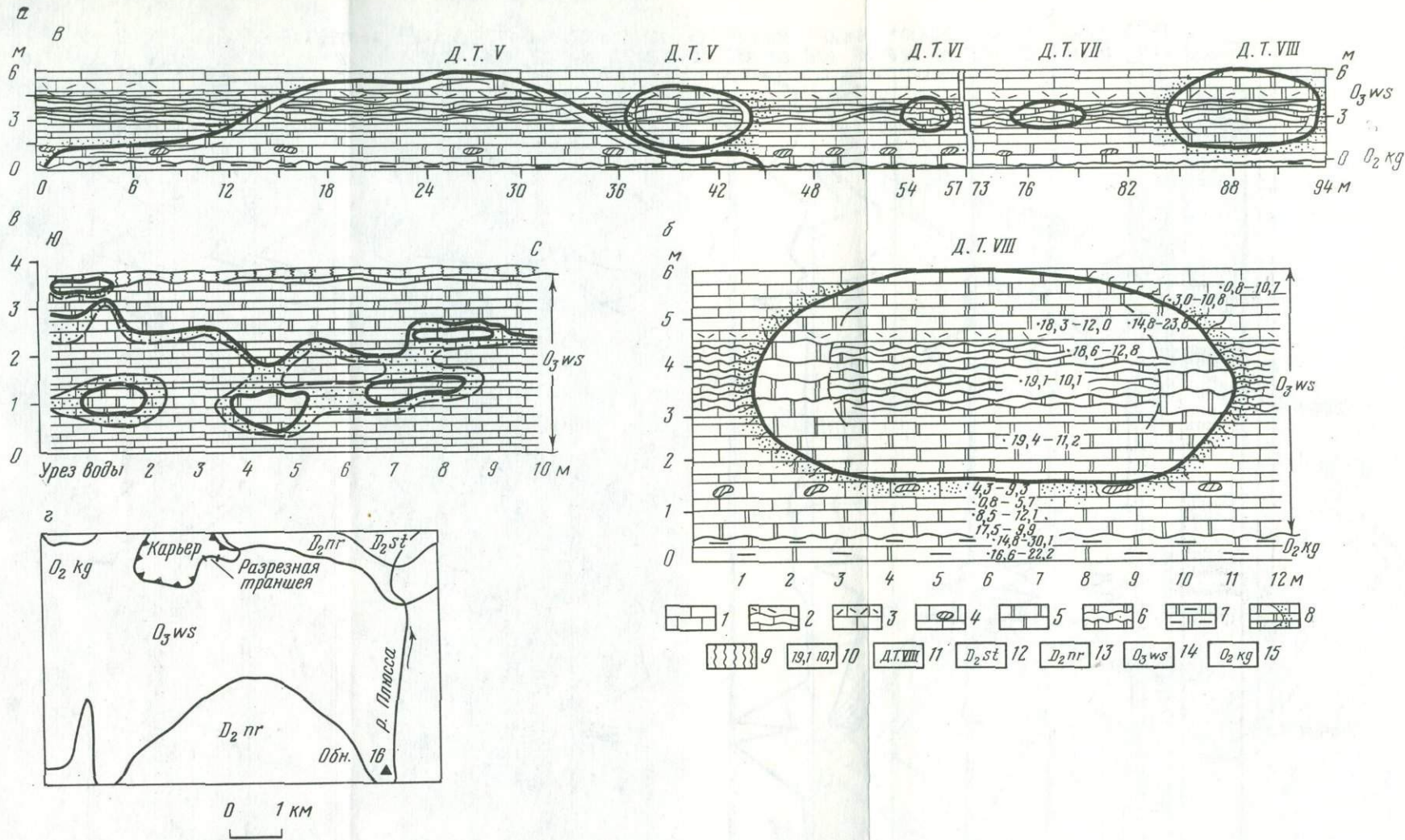


Схема строения карбонатной толщи везенбергского горизонта верхнего ордовика в пределах Сланцевского месторождения известняков (участок Печурки)

а – зарисовка участка разрезной траншеи карьера с обнажениями доломитовых тел конусовидной и сферической формы в нижней и средней частях везенбергского горизонта; б – схема строения доломитового тела VIII, вскрытого в разрезной траншее; в – зарисовка обнажения 16 верхней части везенбергского горизонта на левом берегу р. Плюсса; г – схема расположения обнажений в карьере и на р. Плюссе 1–4 – известняк микрозернистый: средне-тонкослоистый (1), средне-тонкослоистый комковатый (2), с детритом и целыми раковинами (3), известняк с кавернами, заполненными карбонатно-глинистым материалом (4); 5–7 – доломит: средне-тонкослоистый (5), средне-тонкослоистый и толстослоистый комковатый (6), глинистый, переходящий в доломитовый мергель (7); 8 – точечная доломитизация известняков вблизи границы с доломитовым телом; 9 – четвертичные отложения; 10 – данные химических анализов: первая цифра – содержание MgO, вторая – содержание нерастворимого остатка; 11 – доломитовое тело VIII; отложения старооскольского горизонта среднего девона (12), наровского горизонта среднего девона; (13), везенбергского горизонта верхнего ордовика (14), кегельского горизонта среднего ордовика (15)

Средний горизонт фосфоритоносной пачки является наиболее продуктивным.

Он представлен кварцитами, обогащенными фосфатом, содержит редкие прослой яшм, кварцитовидного песчаника, тела миндалекаменных базальтовых порфиритов и вулканические брекчии основного состава (V профиль, к-вы 39, 38, 35). За пределами фосфоритовых залежей развиты белые и светло-серые, часто трещиноватые неравномерно-зернистые кварциты, содержащие единичные мелки, короткие (0,5–2,0 см) линзочки, микрослойки, а также неправильные темно-бурые скопления фосфата с расплывчатыми контурами. Иногда фосфат заполняет трещины, стилолитоподобные жилки совместно с гидроокислами железа, чешуйками слюды и карбоната.

Резких границ между вмещающими кварцитами и фосфоритовыми залежами не наблюдается. Они проводятся условно по бортовому содержанию  $P_2O_5 = 5\%$ . Мощность залежей от 2 до 10 м при среднем содержании  $P_2O_5 = 10–12\%$ . Фосфориты — кремнистые, псевдобрекчиевые; их скопления с нечеткими контурами выделяются на фоне светло-серого неравномерно-зернистого кварцита. Главные залежи фосфоритов находятся на некотором удалении от контакта с карбонатной пачкой и тяготеют к верхам горизонта.

Верхний горизонт вулканогенно-кремнистой фосфоритоносной пачки характеризуется постепенным возрастанием количества яшмовидного кварцита и прослоев яшм, которым присущи красные окраски различных оттенков, по трещинам часты примазки окислов марганца (профиль I, к-вы 8, 7, 6).

Кремнистая толща сложена разноокрашенными яшмами с маломощными прослоями эффузивов основного состава. С толщей связаны скопления железистых и марганцевых руд. Мощность кремнистой толщи более 1000 м.

На Нимийском месторождении в ее низах помимо разноокрашенных яшм, глинистых сланцев и послойных тел базальтовых порфиритов встречается яшмовидный кварцит, содержащий рассеянный фосфат, а также кремнисто-фосфатная брекчия с обломками яшм, кварцитов и фосфоритов.

Р и с. 1. Геолого-литологическая карта Нимийского месторождения (по материалам Удской экспедиции)

1 — кремнистая толща: яшмы и кремнисто-глинистые сланцы, реже зеленокаменные эффузивы основного состава, залежи марганцевых руд; 2 — эффузивно-кремнисто-карбонатная толща (продуктивная вулканогенно-кремнистая пачка): кварциты с редкими телами основных эффузивов, известняков, яшм и залежей фосфоритов; 3 — эффузивно-кремнисто-карбонатная толща (карбонатная пачка): доломиты, доломитизированные известняки с прослоями кремнистых пород и эффузивов основного состава; 4 — фельзиты, фельзит-порфиры; 5 — дайки диабазовых порфиритов; 6 — залежи фосфоритов с содержанием  $P_2O_5 > 5\%$ , прослеженные выработками; 7 — залежи марганцевых руд; 8 — геофизические и разведочные профили, их номера

## МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геохимические исследования на месторождении проводились в масштабе 1:1000 с целью изучения распределения микроэлементов в фосфоритах и вмещающих их породах. Отбор проб, их обработка, анализ и последующая камеральная обработка материала производились по известной методике [6]. Пробы анализировались на  $P_2O_5$  в химической лаборатории Удской экспедиции ДВГУ и приближенно-количественным спектральным методом на 31 элемент в Бронницкой геолого-

Т а б л и ц а 1

Элемент	Чувствительность	Элемент	Чувствительность
Бор	$5 \cdot 10^{-4}$	Медь	$1 \cdot 10^{-4}$
Скандий	$1 \cdot 10^{-4}$	Никель	$1 \cdot 10^{-4}$
Титан	$5 \cdot 10^{-4}$	Иттрий	$3 \cdot 10^{-4}$
Ванадий	$1 \cdot 10^{-4}$	Иттербий	$1 \cdot 10^{-4}$
Хром	$3 \cdot 10^{-4}$	Цирконий	$1 \cdot 10^{-3}$
Марганец	$3 \cdot 10^{-4}$	Стронций	$3 \cdot 10^{-3}$
Кобальт	$5 \cdot 10^{-5}$		

Т а б л и ц а 2

Распределение средних содержаний микроэлементов в породах Нимийского

Порода	Количество проб	Среднее и предел	$P_2O_5$ ,	V	Sc	Ti	V	Cr
			%	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$
Кварциты	534	$\bar{x}$	2,31	26,0	2,0	0,9	2,6	1,1
		min	0,07	5,0	1,0	0,005	0,1	0,1
		max	4,98	300,0	15,0	10,0	40,0	15,0
Известняки	23	$\bar{x}$	0,75	7,0	М.ч*	0,5	1,0	1,6
		min	0,15	5,0		0,01	0,1	0,3
		max	4,07	30,0		8,0	15,0	30,0
Туфы	51	$\bar{x}$	2,77	30,0	3,0	3,6	7,0	1,9
		min	0,11	10,0	1,0	0,01	0,2	0,3
		max	12,57	100,0	15,0	10,0	30,0	8,0
Эффузивы	18	$\bar{x}$	1,78	42,0	6,0	6,3	16,0	8,4
		min	0,26	15,0	1,0	2,0	0,8	0,7
		max	6,82	100,0	15,0	10,0	40,0	30,0
Яшмы	50	$\bar{x}$	1,96	106,0	2,0	2,0	8,0	1,8
		min	0,11	8,0	1,0	0,03	0,2	0,3
		max	10,51	3000,0	10,0	10,0	30,0	30,0

\* М.ч. — меньше чувствительности анализа.

геохимической экспедиции ИМГРЭ. Отбраковывались те элементы, содержание которых ниже порога чувствительности приближенно-количественного анализа. Таким образом, набор определенных элементов ограничился тринадцатью (бор, скандий, титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, медь, стронций, иттрий, цирконий, иттербий). Чувствительность спектральных анализов дана в прилагаемой табл.1.

Все разновидности пород могут быть отнесены к четырем литологическим типам: карбонатные породы (известняки, доломиты, доломитизированные известняки); кремнистые породы (яшмы, кварциты); вулканогенные породы основного состава (лавы, туфы, лаво- и туфобрекчии) и фосфориты, содержащие более 5% фосфорного ангидрида.

По содержанию микроэлементов породы месторождения разбиваются на две большие группы. Первая из них характеризуется повышенным содержанием большинства перечисленных выше элементов при низких содержаниях тех же элементов во второй группе (табл.2). В первую группу объединены эффузивные породы, туфы и яшмы, во вторую – карбонатные породы и кварциты. Если в первой группе средние содержания (%) бора колеблются от  $30 \cdot 10^{-4}$  до  $106 \cdot 10^{-4}$ ; скандия от  $2 \cdot 10^{-4}$  до  $6 \cdot 10^{-4}$ ; титана от  $2 \cdot 10^{-1}$  до  $6,3 \cdot 10^{-1}$ ; кобальта от  $2 \cdot 10^{-4}$  до  $13 \cdot 10^{-4}$ ; циркония от  $4 \cdot 10^{-3}$  до  $6 \cdot 10^{-3}$ , то во второй группе сред-

месторождения

Mn $n \cdot 10^{-2}$	Co $n \cdot 10^{-4}$	Ni $n \cdot 10^{-3}$	Cu $n \cdot 10^{-3}$	Y $n \cdot 10^{-3}$	Yb $n \cdot 10^{-4}$	Zb $n \cdot 10^{-3}$	Sr $n \cdot 10^{-2}$
11,0	4,9	1,4	5,3	4,8	2,7	2,0	0,8
1,0	0,5	0,3	0,6	0,3	1,0	1,0	
100,0	100,0	60,0	60,0	40,0	25,0	20,0	
5,0	2,1	1,5	2,4	М.ч.	М.ч.	М.ч.	0,5
1,0	1,0	0,2	0,8				
25,0	40,0	30,0	9,0				
8,0	7,2	1,2	5,4	5,2	2,7	4,0	1,4
0,7	0,5	0,3	1,4	0,3	1,0	1,0	
35,0	50,0	4,0	15,0	30,0	20,0	15,0	
12,0	16,0	3,9	7,5	2,2	1,5	6,0	1,3
2,0	2,0	0,8	1,5	0,4	1,0	1,0	
60,0	30,0	30,0	30,0	10,0	5,0	10,0	
23,0	13,0	2,3	7,4	4,5	2,0	4,0	0,7
3,0	1,0	0,8	1,0	0,3	1,0	1,0	
100,0	100,0	10,0	30,0	30,0	10,0	10,0	

Таблица 3

Распределение средних содержаний микроэлементов в фосфатоносных кварцитах

Порода	Количество проб	Среднее и предел	$P_2O_5$ , %	B $n \cdot 10^{-4}$	Sc $n \cdot 10^{-4}$	Ti $n \cdot 10^{-1}$	V $n \cdot 10^{-3}$
Кварциты ( $P_2O_5$ 0–5%)	534	$\bar{x}$	2,3	26,0	2,0	1,0	3,0
		min	0,07	5,0	1,0	0,005	0,1
		max	4,98	300,0	15,0	10,0	40,0
Кварциты с фосфоритом ( $P_2O_5$ 5–10%)	145	$\bar{x}$	6,7	38,0	3,0	0,9	10,0
		min	5,0	2,0	1,0	0,03	0,2
		max	9,9	1000,0	10,0	5,0	80,0
Фосфорит ( $P_2O_5 > 10\%$ )	37	$\bar{x}$	11,6	22,0	3,0	0,9	6,0
		min	10,0	10,0	1,0	0,05	0,3
		max	19,0	100,0	10,0	5,0	30,0

ние содержания тех же элементов составляют: бора — от  $7 \cdot 10^{-4}$  до  $26 \cdot 10^{-4}$ ; скандия от 0 до  $2 \cdot 10^{-4}$ ; титана от  $0,5 \cdot 10^{-1}$  до  $0,9 \cdot 10^{-1}$ ; кобальта от  $2,1 \cdot 10^{-4}$  до  $4,9 \cdot 10^{-4}$ ; циркония — от 0 до  $2 \cdot 10^{-3}$ . При общем сходстве микроэлементного состава эффузивов, туфов и яшм внутри первой группы наблюдаются некоторые особенности, присущие каждой разновидности пород. Так, для эффузивов особенно характерны повышенные количества (%) скандия до  $15 \cdot 10^{-4}$ ; титана до 1,0; хрома до  $3 \cdot 10^{-2}$ ; кобальта до  $3 \cdot 10^{-3}$ ; никеля до  $3 \cdot 10^{-2}$ ; меди до  $3 \cdot 10^{-2}$ ; циркония до  $1 \cdot 10^{-2}$ . В туфах часто наблюдается повышенное содержание фосфорного ангидрида до 12,57, иттрия до  $3 \cdot 10^{-2}$ ; иттербия до  $2 \cdot 10^{-2}$ , а в яшмах появляются существенные количества бора (до  $3 \cdot 10^{-1}$ ) и марганца (до 2%).

Внутри второй группы при общем низком содержании большинства элементов наблюдаются различия в микроэлементном составе известняков и кварцитов (табл.2). Для известняков характерны несколько повышенные содержания хрома до  $3 \cdot 10^{-2}$  и никеля до  $3 \cdot 10^{-2}\%$ . В кварцитах по сравнению с известняками отмечается повышение содержаний (%) ванадия до  $4 \cdot 10^{-2}$ , марганца до 1, кобальта до  $1 \cdot 10^{-2}$ , меди до  $6 \cdot 10^{-2}$ , иттрия до  $4 \cdot 10^{-2}$  и иттербия до  $2,5 \cdot 10^{-3}$ . Набор этих элементов сближает кварциты с вулканогенными породами и яшмами района.

Таким образом, с одной стороны, сходство микроэлементного состава пород первой группы и кварцитов позволяет предполагать наличие единого источника для этих пород и парагенетическую связь кремнистых пород с вулканогенными процессами, широко проявленными в районе. С другой стороны, некоторые различия в составе и содержании микроэлементов отражают специфику условий седиментации и последующих их преобразований.

Нимийского месторождения

Cr $n \cdot 10^{-3}$	Mn $n \cdot 10^{-2}$	Co $n \cdot 10^{-4}$	Ni $n \cdot 10^{-3}$	Cu $n \cdot 10^{-3}$	Y $n \cdot 10^{-3}$	Yb $n \cdot 10^{-4}$	Zr $n \cdot 10^{-3}$	Sr $n \cdot 10^{-2}$
1,1	11,0	5,0	1,5	5,0	5,0	3,0	2,0	0,8
0,1	10,0	0,5	0,3	0,6	0,3	1,0	1,0	
15,0	100,0	100,0	60,0	60,0	40,0	25,0	20,0	
1,5	10,0	6,0	1,8	6,0	13,0	8,0	3,0	2,5
0,3	0,7	0,5	0,3	0,2	0,3	1,0	1,0	
10,0	100,0	150,0	15,0	100,0	60,0	30,0	30,0	
1,6	8,0	6,0	1,0	6,0	20,0	11,0	5,0	4,5
0,4	1,6	0,5	0,2	1,3	0,3	3,0	1,0	
3,0	40,0	60,0	4,0	30,0	50,0	30,0	30,0	

Нами исследовалась зависимость микроэлементного состава кварцитов от содержания в них фосфорного ангидрида. По степени концентрации фосфорного ангидрида условно выделены три типа кварцитов: I — кварциты ( $P_2O_5$  от 0 до 5%); II — кварциты с фосфоритом ( $P_2O_5$  от 5 до 10%); III — собственно фосфориты ( $P_2O_5$  более 10%). Кварциты с различными концентрациями фосфорного ангидрида выявляются не только по окраске, текстуре и структуре, но и по микроэлементному составу. В связи с этим выделено три ассоциации микроэлементов (рис.3). В первую входят микроэлементы, связанные прямой зависимостью с содержанием фосфорного ангидрида: хром, иттрий, иттербий, цирконий, стронций. При этом содержания иттрия, иттербия, стронция от чистых кварцитов к фосфоритам возрастают в 3,5 раза, а содержания хрома и циркония лишь в 1,2–2 раза (табл.3).

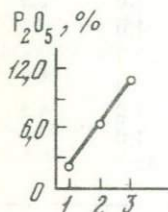
Так, в чистых кварцитах средние содержания иттрия  $5 \cdot 10^{-3}$ , иттербия  $3 \cdot 10^{-4}$ , стронция  $0,8 \cdot 10^{-2}$ ; в фосфоритах эти содержания возрастают соответственно до  $20 \cdot 10^{-3}$ ,  $11 \cdot 10^{-4}$  и  $4,5 \cdot 10^{-2}$ %. Вторая ассоциация микроэлементов, включающая титан и марганец, связана обратной зависимостью с содержанием фосфорного ангидрида. Если в кварцитах средние содержания марганца —  $11 \cdot 10^{-2}$ %, титана —  $1 \cdot 10^{-1}$ , то для фосфоритов они соответственно составляют  $8 \cdot 10^{-2}$ % и  $0,9 \cdot 10^{-1}$ %. В третью ассоциацию объединяются скандий, ванадий, кобальт, медь, бор, и никель, максимальные содержания которых отмечаются в фосфорит-содержащих кварцитах.

С целью расчленения и корреляции изученных типов пород авторами использован метод мультипликативных показателей, при котором используются не отдельные содержания элементов, а их произведение. При этом сглаживается аналитическая ошибка, уменьшается объем фактического материала и при усилении информативности достигается бо-

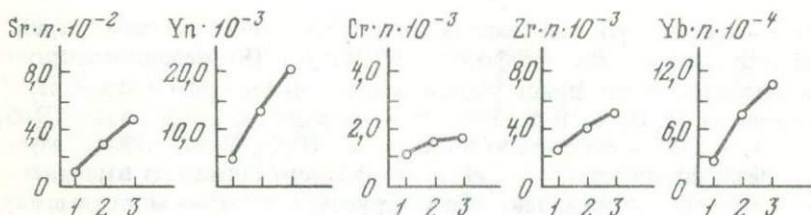
лее высокая контрастность показателя. С помощью мультипликативных показателей  $Cr \times Ti \times Ni \times Sc$  и  $B \times Mn$  четко и весьма контрастно расчленяются горизонты эффузивов и яшм (рис.4), при этом первый дает максимальные значения для эффузивов, а второй — для яшм. Мультипликативный показатель  $\frac{I}{B \times Ti \times V \times Sc}$  позволяет отделить известняки с контрастностью более двух порядков от кварцитов и еще более резко от яшм и эффузивов. Кроме того, противоположные значения второго и третьего показателей довольно однозначно отбивают туфы, которые име-

I

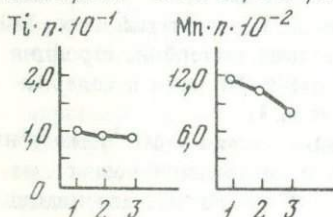
Мультипликативный показатель  $\frac{I}{B \times Ti \times V \times Sc}$  позволяет отделить известняки с контрастностью более двух порядков от кварцитов и еще более резко от яшм и эффузивов. Кроме того, противоположные значения второго и третьего показателей довольно однозначно отбивают туфы, которые име-



Первая ассоциация



Вторая ассоциация



Третья ассоциация

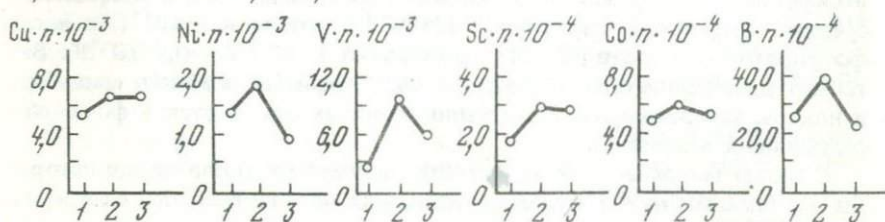


Рис. 3. Распределение  $P_2O_5$  и микроэлементов в фосфоритонесных кварцитах Нийского месторождения

1 — кварциты, 2 — кварциты с фосфоритом, 3 — фосфориты

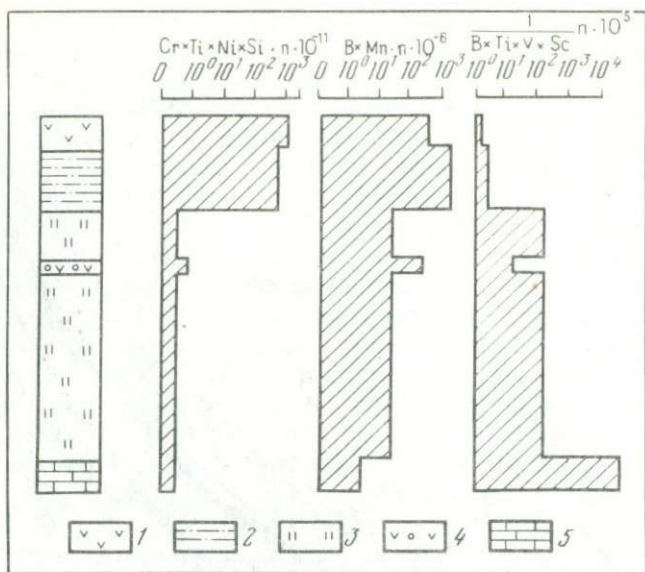


Рис. 4. Распределение геохимических мультипликативных показателей в схематическом разрезе Нимийского месторождения

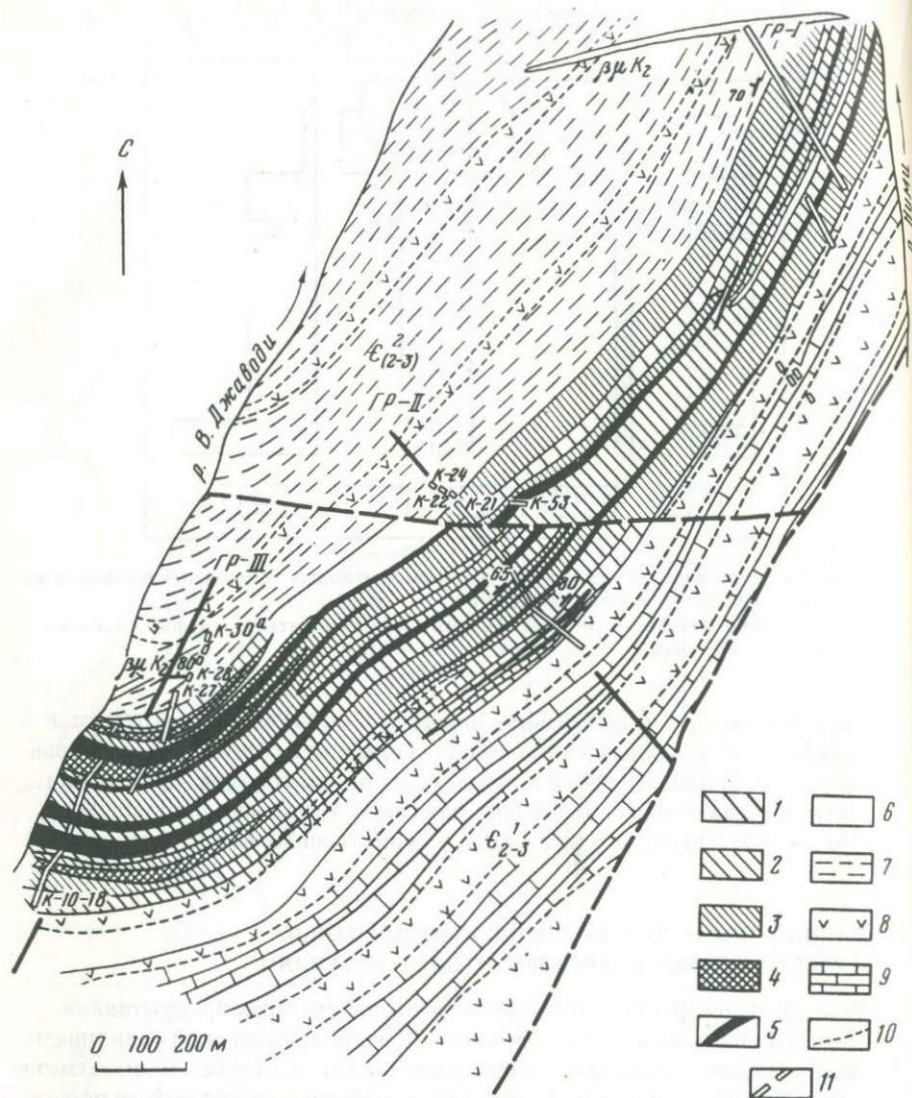
1 — эффузивы основного состава; 2 — яшмы; 3 — кварциты; 4 — туфы основного состава; 5 — известняки

ют сходные черты с эффузивами и яшмами. С целью выделения горизонтов туфов в разрезах изученных толщ использовать содержания таких элементов, как иттрий, иттербий и стронций, не рекомендуется, так как они являются характерными не столько для самих туфов, сколько для фосфатов, присутствующих в них иногда в существенных концентрациях,

#### ФАЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОДУКТИВНОЙ ПАЧКИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ПО ПРОФИЛЯМ

Распределение фосфора и микроэлементов в пределах продуктивной пачки нами изучено в восточном крыле Верхнеджаводинской синклинали. Здесь пройдены три профиля магистральных канав, обеспечившие возможность пробоотбора и документации продуктивной пачки вкрест ее простирания. Профиль I находится в 2 км от шарнира синклинали, профиль III — в ее замковой части (рис. 5).

Магистральными канавами I профиля, расположенного на левом борту р. Ними, вскрыты четыре сближенные залежи фосфоритов суммарной мощностью по сечению 35,8 м при среднем содержании пятиоксида фосфора 7,33%. К юго-западу (1200 м) вторым профилем вскрыто восемь сближенных залежей суммарной мощностью 40,8 м при среднем содержании  $P_2O_5$  6,6%. На правом борту р. Верхней Джаводи III профилем (1200 м от II профиля) вскрыты шесть залежей суммарной мощностью 119,7 м при сред-



Р и с.5. Распределение мультипликативного показателя  $\frac{I}{BxScxTixV}$  в фосфоритовой толще Нимийского месторождения

Значение мультипликативного показателя:

1-  $5 \cdot 10^{-6}$  -  $1 \cdot 10^{-3}$ ; 2-  $1 \cdot 10^{-3}$  - 1,0; 3- 1,0-100; 4-100; 5- залежи фосфоритов (содержание  $P_2O_5 > 5\%$ ), значение показателя 1-100; 6- кварциты фосфатносные; 7 - яшмы разноцветные с прослоями кремнисто-глинистых сланцев; 8 - эффузивные породы основного состава; 9- известняки, реже доломиты; 10- литологические границы 11- каналы, их номера для разведочных профилей I, II, III

нем содержания  $P_2O_5 = 6,9\%$ . Таким образом, от I к III профилю наблюдается резкое увеличение мощности залежей фосфоритов при относительно постоянном его среднем содержании.

Отличительной особенностью продуктивной пачки I профиля является присутствие в разрезе прослоев яшм, тяготеющих к кровле, а также значительное количество зон брекчирования. Среди последних выделяются брекчии кремнисто-фосфатного состава и брекчии смешанного состава. Кремнисто-фосфатная брекчия состоит из обломков кварцитов, яшм, фосфоритов, сцементированных микрозернистым кварцем с рассеянным фосфатом. Фосфат цемента по трещинам замещает кварц обломков. Кремнисто-фосфатный цемент содержит примесь гидрослюды, лейкоксена, гематита. Брекчия смешанного состава представлена угловатыми обломками зерен кварца, полуокатанными обломками кварцевого песчаника, красных и серых яшм, вулканических пород и фосфоритов. Обломки яшм (до 5 см) содержат тонкодисперсный фосфат. Обломки вулканогенных пород (до 3–8 см) имеют темно-бурую, темно-зеленую окраску, витрофировую структуру с фрагментами вариолитовой. Цемент по составу слюдисто-кремнистый с неравномерно рассеянным хлоритом, образующим иногда округлые выделения (0,3–0,5 мм). Тип цементации поровый и соприкосновения. Брекчии смешанного состава к низам продуктивной пачки исчезают.

Кварциты профиля I имеют преимущественно зеленоватый оттенок с пятнистыми обособлениями белой окраски. Зеленый оттенок обусловлен примесью гидрослюды и хлорита. Среди кварцитов преобладают яшмовидные разности с тонкозернистой (0,001–0,05 мм) структурой и характерными структурами стяжения кремневого геля. Стяжения имеют округлую и эллипсоидную форму, выполняются зонально тонко- и среднезернистым кварцем, контуры по периферии подчеркиваются "фестонами" сгруппированных микрозерен фосфата или скоплением черных пелитовых частиц. При перекристаллизации контуры стяжений становятся расплывчатыми (видны лишь без анализатора). Преимущественно развитый тонкозернистый кварц замещается крупнозернистым (0,1–0,5 мм), часто идущим по секущим жилам. В крупнозернистом кварце нет фосфата, но с ним ассоциирует флюорит.

Среди фосфоритов I профиля наибольшим распространением пользуется псевдобрекчиевый тип, не имеющий четко выраженной обломочной текстуры и характеризующийся пятнистым обликом с расплывчатыми границами фосфатных обособлений. Форма фосфатных обособлений подчиняется системе трещин и микростилолитовых швов. Фосфат микростилолитовых швов содержит примесь хлорита и гематита. Для яшмовидных и тонкозернистых кварцитов I профиля характерно равномерное распределение фосфата в виде рассеянных микрокристаллов и микрозерен.

Фосфатное вещество фосфоритов I профиля имеет равномерную бурую, зеленовато-бурую окраску и перекристаллизовано в агрегат микрозерен и микрокристаллов со слабой анизотропией.

Отличительной особенностью продуктивной пачки III профиля является отсутствие в разрезе прослоев яшм и брекчий смешанного состава, а с другой стороны — появление маломощных прослоев кварце-

вых песчаников с кремнисто-слюдистым цементом. Кварцевые песчаники тяготеют непосредственно к рудным залежам фосфоритов. В низах кварцитовой толщи вблизи контакта с подстилающими известняками появляются эффузивные породы, представленные лавой, туфом и туфобрекчией базальтового порфирита. Кремнисто-фосфатная брекчия, так же как и в профиле I, пользуется широким распространением, однако здесь среди обломков часто можно встретить микрослоистый кварцит и тонкослоистый фосфорит. К фосфатному цементу кремнисто-фосфатной брекчии местами примешивается существенное количество глинистого материала.

Кварциты III профиля имеют обычную светло-серую и белую окраску, слагаются неравномерно-зернистым кварцем (от микрозернистого 0,001–0,005 мм до среднезернистого 0,05–0,1 мм). Иногда кварцевые зерна разной размерности и незначительная посторонняя примесь распределяются в породе вполне закономерно: мелко- и среднезернистый кварц выполняет округлые и эллипсоидные образования, похожие на кремнистые стяжения яшмовидных кварцитов I профиля. Микрозернистый кварц с примесью гидроокислов железа, марганца и глины цементирует тесно соприкасающиеся между собой округлые стяжения. Иногда кварцевые округлые выделения имеют довольно крупный размер (до 3–5 см в поперечнике) и выделяются в фосфоритовых залежах (интервалах) своей светлой окраской на фоне темно-бурого фосфата.

Своеобразием фосфоритов третьего профиля является преимущественно темно-бурая и черная окраска и появление среди брекчиевых фосфоритов тонкослоистых и оолито-зернистых разновидностей. В тонкослоистом фосфорите фосфат образует субпараллельные линзы и слоики, перемежающиеся с микрозернистым кварцем. Фосфат в слоиках распределен неравномерно — образует округлые и слегка вытянутые густки. Оолито-зернистые фосфориты являются составной частью кремнисто-фосфатной брекчии, в которой наряду с угловатыми обломками фосфоритов и кварцитов присутствуют фосфатные оолиты округлой и эллипсоидной формы (0,05–0,5 мм), часто оконтуренные тонкой крустификационной кварцевой каемкой. Фосфат оолитов пелитоморфный и микрозернистый, полностью изотропный.

Для фосфатного вещества фосфоритов III профиля характерно: темно-бурая и черная окраска, реже светло-бурая; пелитоморфная, микрозернистая и густковая структура, реже крустификационная вокруг обломочных кварцевых зерен. Фосфатное вещество в подавляющем большинстве изотропно, исключение составляет фосфат крустификационных каемок.

Приведенное сравнительное описание пород и фосфоритов I и III профилей свидетельствует о наличии фациальных изменений в продуктивной пачке по простиранию. В третьем профиле в составе продуктивной пачки отмечено наличие кварцевых песчаников, существенная примесь терригенного материала и развитие оолито-зернистых неметаморфизованных фосфоритов. В I профиле в составе пачки большее распространение имеют яшмы и обломки вулканогенных пород в смешанных брекчиях, существенная примесь хлорита и гидрослюд, изменяющих окраску квар-

шита и фосфата. Для фосфоритов и кварцитов, развитых в III профиле, характерны слоистые текстуры; те же породы и фосфориты I профиля имеют псевдобрекчиевые текстуры и более широкое проявление процессов давления — растворения и перекристаллизации фосфатного вещества. Все это можно рассматривать как свидетельство большей интенсивности проявления вулканизма в северо-восточной части крыла синклинали и несколько более спокойных условиях осадконакопления в ее замковой части

Продуктивная пачка, вскрытая II профилем, занимает промежуточное положение между I и III профилями и носит черты сходства с двумя крайними. В разрезе появляются яшмы серого, красного и вишневого цвета, а также будинированные серо-зеленые алевролиты. Белые и светло-серые кварциты перемежаются с зеленовато-серыми. Фосфориты темно-бурые и черные, псевдобрекчиевой текстуры. Переход от белых кварцитов к черным фосфоритам постепенный через серые кремнисто-фосфатные породы с рассеянным фосфатом. Участков брекчирования кварцитов и фосфоритов меньше, чем в I и III профилях.

Указанные фациальные изменения в фосфоритоносной пачке находят подтверждение и в особенностях распределения микроэлементов, что особенно наглядно может быть проиллюстрировано в изменениях величин мультипликативных показателей  $Cr \times Ti \times Ni \times Sc$  и  $\frac{I}{B \times Ti \times V \times Sc}$  от профиля I к профилю III.

Продуктивная пачка, вскрытая I профилем и содержащая прослои яшм, вулканогенных пород при незначительных скоплениях фосфоритовых залежей, характеризуется максимальными значениями показателя  $Cr \times Ti \times Ni \times Sc$ , достигающими 10–100 000. Значение показателя  $\frac{I}{B \times Sc \times Ti \times V}$  редко превышает 10.

Иная картина наблюдается в III профиле, где вскрыты наиболее мощные фосфоритовые залежи, а в составе продуктивной пачки отмечены прослои типично осадочных пород. Здесь максимальные значения дает показатель  $\frac{I}{B \times Sc \times Ti \times V}$ ; его значения  $> 100$  тяготеют непосредственно к фосфоритовым телам. В том же профиле значения показателя  $Cr \times Ti \times Ni \times Sc$  составляют не более 10 (чаще 0,002–3,0).

Для второго промежуточного профиля значения обоих показателей средние: величина показателя  $Cr \times Ti \times Ni \times Sc$  колеблется от 0,2 до 60, а показателя  $\frac{I}{B \times Sc \times Ti \times V}$  — от 0,001 до 90.

\* \* \*

Среди пород Нимийского месторождения выделяются три типа: карбонатные (известняки, доломитизированные известняки, доломиты), кремнистые (яшмы, кварциты) и вулканогенные породы (лавы, туфы и их брекчии). Максимальные концентрации элементов-примесей при-

сущи эффузивным породам и яшмам; минимальные — карбонатным породам.

Продуктивная фосфатоносная вулканогенно-кремнистая пачка занимает совершенно определенное положение в стратиграфической колонке — ее подстилают карбонатные и перекрывают кремнистые отложения. Образование продуктивной пачки с телами фосфоритов и проявлением основного вулканизма строго приурочено к периоду резкого изменения фациальных условий осадконакопления. Процессы карбонатного седиментогенеза сменились формированием кремнистых осадков. Выявленная позиция продуктивной пачки имеет большое значение как для истолкования условий формирования фосфоритовых залежей, так и для направления дальнейших поисков на фосфориты в аналогичных эпигеосинклинальных областях.

По составу микроэлементов фосфориты близки к вулканогенным породам и яшмам. В них накапливаются иттрий, иттербий, стронций, в меньших количествах хром и цирконий. Титан и марганец фосфоритовым залежам не присущи.

По всей видимости, подобный набор микроэлементов в фосфоритах Нимийского месторождения отражает их парагенетическую связь с процессами вулканизма, подтверждая представления Н.С. Шатского [9] о вулканогенно-осадочном происхождении геосинклинальных фосфоритов.

В пределах продуктивной пачки главные залежи фосфоритов тяготеют к замковой части синклинальной складки. Они находятся в некотором удалении от контакта с подстилающими карбонатными породами и, судя по выявленному полосчатому текстурному, сформированы здесь как осадочные образования.

Комплексное использование геолого-литологических и геохимических признаков может способствовать выявлению новых фосфоритовых месторождений. К числу наиболее важных геохимических признаков относится приуроченность максимальных значений мультипликативного показателя  $\frac{I}{B \times Sc \times Ti \times V}$  к участкам, обогащенным фосфоритами.

## Л и т е р а т у р а

1. Арсеньев А.А., Ручкина Ю.Р. Закономерности образования и размещения фосфоритоносных отложений хр. Джагды (Хабаровский край). — В кн.: Генезис и закономерности размещения фосфоритов. "Наука", 1974.
2. Архипов Г.И., Нечкин Г.С., Панских Е.А. Спилито-диабазовая формация нижнего кембрия Джагдинской зоны (Западное Приохотье) и ее рудоносность. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли, 1973.
3. Блисковский В.З. К геохимии некоторых редких и рассеянных элементов в Сибирских фосфоритах. — Труды СНИИГГИМС, 1968, вып. 69.
4. Буренков Э.К. и др. Закономерности распределения микроэлементов в осадочных образованиях как критерии поисков осадочных месторождений. — В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., ИМГРЭ, 1972.
5. Буренков Э.К. Бор и другие микроэлементы в осадочных и вулканогенных образованиях мио-, плиоцена Закавказья. Автореф. ИМГРЭ, 1973.

6. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. "Недра", 1965.
7. Ручкина Ю.Р., Кудьяров И.С. Вещественный состав фосфоритов хр. Джагды. — В кн.: Полезные ископаемые в осадочных толщах, 1973.
8. Ручкина Ю.Р. Фосфатность вулканогенно-осадочных отложений Удско-Шантарского района. — Тезисы IV Всесоюзного семинара по вулканогенно-осадочному литогенезу. Южно-Сахалинск, 1974.
9. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещ. по осадочным породам, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
10. Школьник Э.Л., Сигов В.Ф., Мамонтов Ю.А., Щербина Ю.И., Махинин А.В. Фосфориты в вулканогенно-кремнистых отложениях нижнего кембрия хр. Джагды. — Геология и геофизика, 1966, № 12.
11. Школьник Э.Л. Состав и некоторые закономерности размещения и условия образования железных, марганцевых руд и фосфоритов Удско-Шантарского района. Автореф. канд. дис., Хабаровск, 1971.

## ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ НА ДНЕ ОКЕАНА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ<sup>1</sup>

360 млн. км<sup>2</sup> земной поверхности покрыто океанической водой. В северном полушарии ею покрыто 61% поверхности, а в южном — 81%. Едва ли не половина общей подводной площади представлена глубоководными бассейнами с глубинами 4000 м и более [27].

На дне океанов и в морской воде содержится огромное количество полезного для человека минерального сырья, часть которого уже начали извлекать промышленные предприятия некоторых развитых стран. В 1969 г. стоимость добытого сырья составляла почти 2% стоимости мировой добычи полезных ископаемых. При этом 90% морской добычи сырья (в денежном выражении) приходится на нефть и газ. К другим видам минерального сырья, извлекаемого со дна морских бассейнов и океанов, относятся: алмазы, олово, хром, титан и др. Добывается также большое количество серы, угля, железных руд, песок и гравий. Изучаются возможности извлечения золота и урана. За счет выпаривания морской воды получают различные соли, магний, бром. Представляют потенциальную ценность конкреции фосфоритов, покрывающие морское и океаническое дно вблизи Мексики, штатов Флорида и Калифорния (США) и во многих других прибрежных районах. Особое значение приобрело открытие в последние 10 лет на дне океанов, особенно Тихого, обширных полей марганцевых конкреций, отличающихся высокой плотностью покрытия дна и к тому же содержащих в значительных количествах такие элементы, как никель, медь, кобальт и др.

В связи с этими важными находками многие страны развернули интенсивные поиски и разведку, а также работы по созданию специализированных судов и оборудования для добычи марганцевых конкреций с океанического дна.

Общие капиталовложения, связанные с океанической железомарганцевой промышленностью, достигли весьма значительной суммы. В 1973 г. они оценивались в 300 млн. долларов [23]. Во многих странах мира — США, Франции, ФРГ, Японии и др. — организованы фирмы по добыче и переработке океанических железомарганцевых конкреций. Эти фирмы из различных индустриальных стран объединены в корпорации, нередко принимающие международный характер. В последнем случае им обеспечена поддержка правительств стран, фирмы которых участвуют в объединении.

Корпорации в ряде случаев имеют и общие черты: они являются потребителями марганца, никеля, кобальта и других металлов, а также занимаются сбытом последних. Ведущими корпорациями в разработке железомарганцевых конкреций являются: "Deep sea Ventures Incorporation", "Kennecott Copper", "Tenneco", "Summa Corporation", "CLB Consortium".

<sup>1</sup> Краткий обзор опубликованных работ.

Объединенная ассоциация германских компаний (АМР), используя специальное исследовательское судно "Вальдивия", проводит научные исследования в Тихом океане. Активно участвуют в исследовании месторождений железомарганцевых конкреций французские компании CNECO и Le Nickel, большое количество японских компаний и групп (МИТ) и др. Весьма большое внимание подобным океаническим исследованиям уделяется в Советском Союзе.

\* \* \*

Накопленный фактический материал дает основание полагать, что процессы образования конкреций происходят в окислительной среде, в зонах слабой терригенной и биогенной седиментации, а также там, где долгодействующие течения мешают накоплению осадков и способствуют росту конкреций. Образование их закономерно связано с фациями пелагических областей и имеет ограниченное распространение в приконтинентальных зонах. Конкреции железомарганцевого состава распространены на поверхности дна океанов весьма неравномерно, они встречаются на различных глубинах — от 0,1 до 6 тыс. метров и на разных формах рельефа дна (как положительных, так и отрицательных). Однако основная их масса приурочена к глубинам 4000—6000 м, где они располагаются на дне и склонах котловин, реже на подводных хребтах. Дно котловин почти всюду в пелагической области представляет собой неровную, в той или иной степени расчлененную поверхность, основными формами рельефа которой являются абиссальные холмы с относительной высотой от 100—200 до 1000 м. Максимальные концентрации конкреций наблюдаются на склонах и вершинах этих холмов, реже в понижениях между ними. На поверхности вулканических гор и хребтов, а также на крутых участках склонов абиссальных холмов конкреции сменяются сплошными корками, достигающими нередко мощности 10—15 мм.

Иногда конкреции встречаются в осадках на глубине 2—3 м от поверхности морского дна, что позволило ряду исследователей предположить, что их образование происходило в дочетвертичный период [4, 8]. Наиболее высокие концентрации железомарганцевых конкреций на дне океанов приурочены к областям распространения красных пелагических глин, кремнисто-глинистых, диатомово-радиоляриевых илов, реже карбонатных и диатомовых осадков. В терригенных (обломочных и глинистых) и туффитовых осадках, а также в кораллово-водорослевых песках и алевритах конкреции практически не встречаются [4]. П.Ф. Андрущенко и Н.С. Скорнякова [2] указывают, что железомарганцевые конкреции встречены в 50% проб красных глин, в 69% проб радиоляриевых илов и 17% проб карбонатных осадков.

Железомарганцевые конкреции известны на дне всех океанов, кроме, по-видимому, Ледовитого, данных по которому еще пока недостаточно. Наиболее обширные рудные зоны обнаружены в Тихом океане, где наибольший промышленный интерес представляет его область, расположенная между 10 и 30° с.ш. и 110 и 180° з.д. Залегающие здесь конкреции содержат помимо марганца и железа никель, медь и кобальт. Конкреции здесь местами покрывают все дно сплошным покровом, ча-

ще они занимают от 10 до 50%, а в среднем — 32% площади дна. Среднее весовое содержание марганцевой руды достигает 8 кг/м<sup>2</sup>.

Вторая зона относительно высоких концентраций конкреций расположена в южной части Центральной котловины Тихого океана, между 7—8 и 40—45° ю.ш. Эта зона характеризуется наибольшими для Тихого океана концентрациями. Конкрекции здесь в среднем покрывают половину площади дна; содержание руды здесь колеблется от 1 до 70 кг/м<sup>2</sup>, а в среднем оно достигает 20 кг/м<sup>2</sup>. Содержания малых элементов в руде ниже, чем в описанной выше первой зоне.

Третья зона с относительно высокими концентрациями конкреций выделяется в южной приантарктической части Тихого океана между 55 и 60° ю.ш. от 140° з.д. — на восток — к проливу Дрейка. В пределах этой зоны на поверхности базальтов местами наблюдаются сплошные корки гидроокислов железа и марганца, переходящие в "конкреционные мостовые".

Относительно высокие концентрации руды встречены на склонах и вершинах абиссальных холмов в экваториальной части Центральной котловины Тихого океана, в северной части его Восточной котловины, между зонами разломов Меррей и Мендосино, а также в восточной части Перуанской котловины [8].

На втором месте по концентрации железомарганцевых конкреций стоит Индийский океан. Здесь имеется несколько благоприятных районов — впадины Мадагаскарская, а также около островов Крозет (Crozet) и в северо-западной части Индийского океана. Средние содержания металлов в этом районе ниже, чем в Тихом океане (табл. 1).

В Атлантическом океане в связи с большой скоростью седиментации мало благоприятных мест для образования железомарганцевых конкреций и корок — обширных покровов конкреций там пока не выявлено. Но в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта скопления конкреций и корок железомарганцевого состава обнаружены. Это новый тип океанических марганцевых рудопроявлений, и его генезис связывают с деятельностью гидротермальных растворов; имеются и другие точки зрения. Характерно, что в пределах этой зоны конкрекции отличаются повышенным содержанием никеля [9].

Железомарганцевые образования на дне океанов встречаются в форме конкреций, корок и плит. Корки покрывают обломки пород разного состава и коренные выходы вулканических пород. Их мощность колеблется от 0,1 до 2—3 см, местами достигая 12 см. Нередко наблюдается типичное для осадочных образований тонкослоистое строение корок [4].

Размеры конкреций чаще варьируют от 1 до 10 см, но иногда достигают 20 см и более в поперечнике [4].

Железомарганцевые конкрекции, выявленные в различных океанах, имеют много сходных черт в составе и строении, в то же время для них характерно большое разнообразие форм и размеров [1, 4].

Конкрекции состоят из ядра и рудной оболочки. При незначительной толщине рудной оболочки, покрывающей ядро конкреций, часто отражается форма ядра, которым являются: разнообразные по форме об-

Т а б л и ц а 1

Содержание металлов в конкрециях на дне океанов, %<sup>1</sup>

Океаны	Mn	Ni	Cu	Co	Ca
<b>Северная Атлантика</b>					
Kelvin Seamounts	1,80	0,11	0,04	0,04	
Blake Plateau	14,7	0,52	0,08	0,42	10,2
Abyssal Hills	14,9	0,41	0,29	0,40	
Mid-Atlantic Ridge	10,4	0,18	0,12	0,3	
<b>Южная Атлантика</b>					
Rio Grande Rise	7,2	0,14	0,09	0,05	1,2
Agulhas Plateau	17,1	0,83	0,15	0,36	
Adjacent deep	13,0	0,67	0,16	0,18	
<b>Индийский океан</b>					
Madagascar basin	11,0	0,24	0,12	0,25	
Kerguelen-Gaussberg Ridge	2,3	0,34	0,05	0,04	
Crozet Basin	12,4	0,42	0,12	0,14	
<b>Южная часть Тихого океана</b>					
Deep	11,36	0,13	0,10	0,31	
Manihiki Plateau	16,9	0,30	0,17	0,51	
<b>Северная часть Тихого океана<sup>2</sup></b>					
Рудная зона между 10 и 30° с.ш. и 110–180° з.д.					
Зона красных глин	17,43	0,76	0,56		
Зона кремнистых илов	22,36	1,16	1,02		

<sup>1</sup> По Granville [23]. <sup>2</sup> По Defosser [19].

ломки пород, органические остатки, зубы акул и другие встречающиеся на дне твердые тела. Поэтому большое разнообразие морфологических черт конкреций, как правило, обязано морфологии их ядра. Чаще наблюдаются следующие их морфологические типы: сферические, эллипсоидные, лепешкообразные, плитчатые, желвакообразные и гроздьевидные [1].

Рудные оболочки характеризуются концентрическим или скорлуповато-слоистым строением. Оно обусловлено чередованием светлых глинистых прослоев с темными рудными, состоящими из окислов и гидроокислов железа и марганца. Рудное вещество конкреций представлено слабо сцементированными сажистыми массами, состоящими из чрезвычайно тонкозернистых слабо раскристаллизованных агрегатов окислов и гидроокислов марганца и железа. Они образуют очень тесные прорастания, включающие минералы глин и цеолитов. Основная масса рудных прослоев представлена рентгеноаморфными гидроокислами марганца и железа. П.Ф. Андрущенко [8] предлагает называть все рентгеноаморфные или находящиеся в начальной стадии раскристаллизации гидроокис-

лы марганца, состоящие из четырехвалентного марганца и  $H_2O$ , общим названием — вернадит. В химическом отношении вернадит близок синтетизированной фазе  $\sigma MnO_2$ .

Büser, Grutter [17], впервые выделившие среди гидроокислов марганца в конкрециях  $\sigma MnO_2$  разновидности 7Å-манганит, 10Å-манганит, идентифицировали 7Å-манганит с природным минералом бернесситом. Bricker [5] показал, что  $\sigma MnO_2$  также является аналогом бернессита, предполагая, что некоторые их отличия объясняются очень мелкими размерами частиц.

Е.С. Базилевская [3] детальными физико-химическими исследованиями обосновала, что  $\sigma MnO_2$  и 7Å-манганит представляют собой разные стадии раскristаллизации одной модификации  $MnO_2$  и что оба они являются аналогами природного бернессита.

Структурным аналогом 10Å-манганита является тодорокит. Структура последнего рассматривается как смешанослойная, сходная со структурой бернессита. Из других минералов марганца в конкрециях были встречены пиролюзит, раньсеит, браунит.

Гидроокислы железа в основном также представляют рентгеноаморфную массу, в которой в незначительном количестве встречаются гидротетит, лепидокрокит, гидрогематит.

Железомарганцевые конкреции обогащены не только железом и марганцем, но и целым рядом малых элементов. Из последних наиболее высокие содержания отмечены для меди, кобальта, никеля, молибдена, свинца (табл. 2). Характерной особенностью конкреций является большая изменчивость содержаний в них металлов, как в пределах очень небольших площадей, так и в разных слоях одной конкреции.

Многими исследователями уже давно была замечена связь с железом и марганцем разных металлов. Было установлено, что с марганцем положительно коррелируются никель, медь, молибден, цинк, а с железом — титан, свинец, ванадий. Эти группы элементов соответственно были названы марганцевой и железистой [8]. Наиболее четко прямая пропорциональная зависимость отмечается у марганца с никелем и медью. Для элементов железистой группы корреляционные связи выражены менее ясно. Кобальт занимает промежуточное положение между элементами марганцевой и железистой групп. Н.С. Скорнякова [12] объясняет двойственный характер взаимосвязи кобальта с марганцем и железом разной глубиной формирования конкреций.

На содержание элементов марганцевой группы существенное влияние оказывает присутствие в конкрециях железа. Предполагается, что гидроксид марганца, помимо упомянутых металлов, сорбирует также трехвалентное железо. В связи с этим уменьшается сорбционная емкость гидроокиси марганца в отношении других элементов. Поэтому величина отношения  $Mn/Fe$  является показателем сорбционной емкости гидроокиси марганца. Элементы марганцевой группы положительно коррелируются с величиной  $Mn/Fe$ . Значения величины  $Mn/Fe$  варьируют от 0,5 до 5. В Тихом океане они более высокие, чем в других океанах, и равны в среднем 1—2 [19].

Распределение малых элементов, железа и марганца в конкрециях зависит также от глубины дна и в особенности от характера подводного

Таблица 2.

## Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана\*

Элемент	Среднее содержание в конкрециях, вес. %	Элемент	Среднее содержание в конкрециях, вес. %
Si	8,27	Cu	0,38
Al	3,27	Zn	0,084
Mg	1,76	Ya	0,001
Ca	1,98	Sr	0,088
Na	1,76	Y	0,016
K	0,74	Zr	0,063
Mn	17,8	Mo	0,037
Fe	11,83	Ag	0,0003
Ti	0,81	Ba	0,33
P	0,18	La	0,016
V	0,56	Yb	0,0031
Co	0,33	Pb	0,11
Ni	0,59		

\* Статья Н.С. Скорняковой [8].

рельефа — относительных высот подводных поднятий [8]. В Тихом океане с увеличением глубин в конкрециях возрастает содержание меди и цинка, а содержание титана, кобальта, свинца, ванадия уменьшается. Для областей с относительно небольшой разностью высот абиссальных холмов (превышения 200—300 м) и абсолютными глубинами 4800—5100 м отмечено, что происходит четкое разделение элементов марганцевой и железистой групп. Вторые накапливаются в конкрециях на вершинах и склонах холмов, первые — в понижениях рельефа. Здесь отмечается взаимосвязь никеля и меди с марганцем и между собой, а также величинной отношения Mn/Fe. Кобальт имеет высокий положительный коэффициент корреляции с железом.

С увеличением относительной высоты абиссальных холмов до 500 м сохраняется связь элементов марганцевой группы с величиной отношения Mn/Fe, никеля с марганцем, но снижается значение коэффициента корреляции меди с марганцем и изменяется характер взаимосвязи кобальта с марганцем и железом. Дальнейшее увеличение относительной высоты подводных поднятий приводит к почти полному нарушению связи марганца с медью и, наоборот, к возрастанию значений коэффициентов корреляции кобальта с марганцем.

Большинство авторов тесную связь малых элементов с железом и марганцем объясняют сорбционной природой их с гидроокислами железа и марганца. Обогащение конкреций никеля и меди Е.С. Базилевская [3] связывает с возможным замещением  $Mn^{2+}$ , адсорбированного гидратированной  $MnO_2$ , более активными ионами  $Cu^{2+}$  и  $Ni^{2+}$ . Высказываются мнения о возможности замещения  $Mn^{4+}$  кобальтом и свинцом.

На площади дна Тихого океана выявляется закономерное изменение химического состава конкреций: по направлению от периферических к

центральный район океана происходит четкое увеличение содержания марганца и соответственно связанных с ним малых элементов. Для железа характерна противоположная закономерность. В пелагических частях океана проявляется широтная зональность в распределении в конкрециях марганца и железа. Это обусловлено зональностью поступления осадочного материала и органического вещества, а также диagenетическими процессами [8]. Отклонения от этих закономерностей, наблюдаемые в областях интенсивного подводного вулканизма, могут быть связаны с гидротермальной деятельностью и с подводным выветриванием вулканических пород.

Возраст железомарганцевых конкреций и корок поверхности дна океанов колеблется в широких пределах. По некоторым данным образование конкреций относится к неогену и даже к более раннему периоду. В основном же образование конкреций происходило в четвертичный период: от раннего плейстоцена до голоцена. Образование и рост конкреций продолжается и в настоящее время.

Рост конкреций и рудных корок представляет собой исключительно медленный, прерывистый процесс, происходящий на протяжении многих миллионов лет. Средняя скорость нарастания рудных оболочек конкреций в различных океанах хорошо сопоставима и составляет в среднем 1–4 мм в миллион лет [8]. Вблизи вулканических островов скорость роста конкреций увеличивается до 10–50 мм в миллион лет. Исходя из этих величин, Margolis и Glasby [24], учитывая толщину рудных прослоев, достигающую 10–25 мк, определили время образования отдельных прослоев примерно в 10–25 тыс. лет. Микрослоистость конкреций они объясняют колебаниями темпов роста слоев, обусловленными, по-видимому, различными причинами: содержанием в морской воде марганца, восстановительным потенциалом, динамикой вод, глубиной морского дна, на котором образуются конкреции, биологической активностью среды, течениями и другими причинами.

Рост конкреций неоднократно прерывается по разным причинам. На их поверхности и в разрезах часто наблюдаются следы эрозии. Deffoiser [19], по данным Krishnaswami и других, говорит о том, что конкреции растут только на протяжении 10% своей жизни, т.е. прирост на 10% превышает эрозию конкреций. Общий ежегодный прирост вещества конкреций, подсчитанный для Тихого океана, составляет 10 млн. т.

Как уже указывалось выше, образование железомарганцевых конкреций происходит только при определенных условиях. Н.М. Страхов [13] выделяет в океанах две зоны рудообразования: пелагическую и окраинную зоны океанов с внутренними морями. В первой зоне процесс конкрециеобразования происходит только в областях крайне медленного осадконакопления (еще более медленного, чем формирование конкреций) в условиях окислительной среды. Поступление железа и марганца в конкреции осуществляется только из наддонной воды, содержащей ничтожные количества этих элементов (железа — от 0,7 до 7,5 мкг/л, марганца — от 0,1 до 5,6 мкг/л).

В окраинной зоне океанов и внутренних морей обстановка рудообразования отличается от пелагической зоны наличием толщи восстановлен-

ных осадков, обогащенных  $\text{Co}_{\text{org}}$  и содержащих иловую воду, в которой концентрации железа и марганца на три порядка выше, чем в океанической воде. Из восстановленных осадков происходит диффузия  $\text{Mn}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$  в верхние окисленные слои, где они биохимическим путем окисляются и накапливаются в виде стяжений. Таким образом, железомарганцевые конкреции периферических зон океанов представляют в основном диагенетические накопления.

Существует много источников накопления металлов в морской воде, однако среди исследователей уже много лет дискутируется вопрос о том, какой источник является преобладающим в поставке железа и марганца, а также малых элементов в воды океана. Уже давно было высказано мнение и большинство авторов придерживаются его в настоящее время, что присутствующие в воде концентрации металлов обязаны главным образом континентальному стоку [10, 13]. Некоторые авторы придают большое значение подводному выветриванию, в результате которого в воды океана поступают железо и марганец. Особенно интенсивное выщелачивание происходит на первых стадиях после извержения вулканов, когда температура пород повышена [19]. Сторонники этой точки зрения указывают на то, что вулканические породы основного состава слагают огромные площади океанического дна. По подсчетам И.М. Варенцова [5], количество железа и марганца, которое освобождается вследствие выщелачивания основных пород морской водой, на несколько порядков превосходит массу этих элементов, поставляемых континентальным стоком.

В последние годы большое внимание уделяется гидротермальным процессам, связанным с вулканизмом, происходящим в зонах активных океанических хребтов и разломов. В зоне высокой гидротермальной активности, приуроченной к рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, открыта богатая металлогеническая провинция площадью около  $65 \text{ км}^2$ , где содержание марганца почти в 100 раз превышает содержание его в других регионах океана [9]. Но в целом распространение этих руд пространственно ограничено, так как осаждение железа и марганца происходит на незначительных расстояниях от источника.

Поступившие в Мировой океан растворенные и в меньшей степени взвешенные формы металлов различного происхождения подвергаются биогенным преобразованиям и перераспределению в водах океана с формированием железомарганцевых конкреций, о механизме которого также существует несколько гипотез. По мнению Glasby [21], Burns [16], Базилевской [3], Варенцова [6] и некоторых других авторов, ведущая роль в этом процессе принадлежит адсорбционным процессам.

Гольдберг и Аррениус [22] предполагают, что выпавшие электрохимическим путем из придонной воды на поверхность ядер частицы гидроокиси железа создают активную оболочку, способную сорбировать малые элементы и частично марганец. R.G. Burns и V.M. Burns [16], исследуя механизм зарождения и роста железомарганцевых конкреций, пришли к выводу, что в некоторых случаях рост слоев конкреций вокруг их ядер первоначально был представлен эпитактическим ростом  $\delta \text{MnO}_2$  на  $\text{FeOOH} \times \text{H}_2\text{O}$ -основании, покрывающим ядро. Периодичный

рост этих двух фаз приводил к тесному прорастанию минералов железа и марганца, а дальнейшая постседиментационная перекристаллизация приводила к упорядочению структур и появлению ряда минералов со структурами бернессита, тодорокита и других устойчивых при высоких давлениях воды.

Обнаружение районов скопления (концентрации) конкреций в настоящее время производится со специализированных кораблей путем получения фотографических разрезов дна в направлении движения корабля [8]. Для съемки морского дна исследовательское судно "Витязь" применяло подводные фотокамеры ПФ-58, ПФ-66—С, ПФ-68 и ПФ-69. В зависимости от типа установки и применяемой оптики, фотографируемая на один кадр площадь дна достигает 2—10 м<sup>2</sup>, реже 20 м<sup>2</sup>. Во время фотографирования камера устанавливается на дно моря. При последующем фотографировании других участков дна камера переносится и устанавливается на другой точке. Интервалы между установками камеры на дне достигают 1—2 мин., расстояние между соседними снимками колеблется от 10 до 70 м. Таким образом фотографируется полоса дна длиной от 3 до 10 км, шириной 2—15 м. Результаты фотосъемки позволяют судить о характере распределения конкреций, плотности их залегания на дне, составе осадков, донной фауне и т.д. Но данные о весовых содержаниях конкреций можно получить лишь после взятия проб с фотографируемого участка. Сбор проб осуществляется дночерпателями, тралами, драгами и трубками. Первые дают более достоверные данные для оценки концентраций конкреций.

В настоящее время разрабатываются сейсмические методы поисков с использованием точной аппаратуры [26]. Большое внимание уделяется также созданию на борту кораблей рентгеноскопических систем, с помощью которых можно было бы проводить анализ донных проб на марганец, железо, кобальт, никель, медь и цинк [20].

Общие запасы металлов — марганца, меди, кобальта и никеля, сосредоточенных на дне в конкрециях, значительно превышают все известные запасы этих металлов в недрах суши. Американские ученые оценивают запасы марганцевых конкреций, лежащих на дне Мирового океана, в  $1,7 \cdot 10^{12}$  т.

Как мы уже говорили, в настоящее время продолжается концентрация металлов на дне океанов. Ежегодный прирост конкреций в Тихом океане достигает 10 млн. т. Однако Granville [23] предполагает, что промышленные запасы конкреций нельзя считать полностью восполнимыми, так как совсем не обязательно, чтобы прирост конкреций происходил именно на тех площадях, где предполагается их добыча.

По данным многих исследователей, наиболее перспективным для добычи железомарганцевых руд является Тихий океан. Для него Mero [25] устанавливает запасы —  $1,5 \cdot 10^{12}$  т конкреций. Эта зона содержит 2000 млн т сухих конкреций со средним содержанием марганца — 24,6%, никеля — 1,28%, меди — 1,16%, кобальта — 0,23 или 26 млн. т никеля, 22 млн. т меди, около 5 млн. т кобальта. Это означает, что запасы никеля составляют здесь 1/3 мировых запасов на континентах.

Из металлов, концентрирующихся в конкрециях, наибольший интерес представляют никель, кобальт и медь. Экономическая рентабельность месторождений конкреций прежде всего определяется содержанием именно этих металлов.

Минеральные ресурсы моря привлекают внимание исследователей еще и потому, что запасы этих металлов на суше уже на исходе. Полное исчерпание мировых разведанных запасов меди ожидается примерно через два десятилетия, никеля — через столетия, кобальта — через 60 лет и марганца — через 50 лет [13]. Между тем мировое потребление этих, в частности, металлов резко возрастает (табл. 3).

Экономическую ценность месторождений конкреций определяет множество факторов [25]. Главнейшие из них: размеры площади распространения конкреций, их качество, концентрация конкреций на единицу площади, непрерывность отложений, глубина залегания, дальность транспортировки руды, топография дна в районе подводного месторождения, скорость течений и др.

Месторождение считается экономически рентабельным, если: 1) минимальное суммарное содержание кобальта, никеля и меди достигает 2,8% сухого веса конкреций; 2) минимальное количество руд (конкреций) на единицу площади дна — 5 кг/м<sup>2</sup> или 5 тыс. т/км<sup>2</sup>. Желательно, чтобы конкреции в разведываемой залежи были распределены достаточно равномерно, что необходимо как для правильного определения их запасов, так и для выбора технологии сбора конкреций со дна добывающим устройством [7]; 3) процент стороннего материала, извлекаемого со дна вместе с конкрециями, не превышает 20%; 4) размеры площади месторождения достаточно велики, и они могут обеспечить длительную, не менее 20–25 лет, работу добывающих агрегатов. Следует отметить, что при содержании конкреций 5 кг/м<sup>2</sup> общая площадь месторождения должна составлять не менее 20 тыс. км<sup>2</sup>, что соответствует запасам конкреций в 100 млн. т [7]; 5) склоны не превышают 10% площади месторождения. Стоимость добычи конкреций зависит от ряда факторов: масштабов добычи, "горного" оборудования и др.

Согласно Мого [25], добыча является рентабельной при условии получения значительных объемов продукции и достаточной производительности предприятия: конкретно, добыча рентабельна при извлечении с морского дна либо 3 млн. т сухой массы конкреций в год для получения из нее никеля, кобальта и меди, либо 1 млн. т конкреций в год для извлечения марганца. Стоимость добычи 1 млн. т конкреций в год в зависимости от применяемого оборудования и степени детальности исследовательских и поисковых работ колеблется в пределах от 20 до 227 млн. долларов.

В настоящее время применяются две системы оборудования для разработки океанических железомарганцевых месторождений — гидравлическая и механическая [23].

Гидравлическая землесосная система состоит из длинной трубы, один конец которой прикреплен к насосной системе, установленной на корабле или барже, другой опущен на дно океана. Через дополнительную трубу нагнетается воздух, который поднимает собранную донную руду

Таблица 3

Динамика мирового потребления меди, никеля и кобальта, тыс. т\*

Металл	Потребность		
	1971 г.	1985 г.	2000 г.
Медь	7900	15 000	Около 25 000
Никель	575	1 220	Около 3 000
Кобальт	23	60	Около 150

\* Г. Флорин, М. Флорин [14].

по основной коллекторной трубе вверх. На плато "Блейк" подобная система емкостью 10–60 т конкреций в час была испробована на глубине 760 м. Мего в своей работе приводит несколько типов гидравлических систем.

Механическая система оборудования [3] представляет собой непрерывную замкнутую цепочку ковшей. Эта система (СІВ) разработана японским ученым Masuda. Она состоит из замкнутой петли троса, к которому через интервалы в 25 м прикреплены ковши. Общая емкость этой цепочки ковшей 5 т. Механическая система обеспечивает более дешевую добычу, чем гидравлическая, но у нее имеются недостатки: один из наиболее важных недостатков – возможное запутывание троса. В последние годы во Франции предполагалось создать подобную систему при участии двух кораблей, что исключило бы этот недостаток.

Добытые конкреции требуют значительных затрат на технологическое оборудование для извлечения металлов. Поскольку получение концентратов никеля, кобальта, меди и марганца из конкреций невозможно из-за тонкого прорастания минералов, то в будущем для их экстракции предполагается использовать гидрометаллургический метод. Этот метод заключается в дифференцированном выщелачивании кобальта, никеля и меди из руды, разбавленной серной кислотой. Однако недостатком этого метода является низкий процент извлечения перечисленных выше металлов, а марганец вообще не извлекается.

Deep sea Ventures Inc. разрабатывает способ гидрохлорирования, с помощью которого экстрагируется и марганец. При этом способе достигается почти полное извлечение металлов (марганца – 93%, никеля – 96%, меди – 94%, кобальта – 96%). Некоторые опытные установки перерабатывают до тонны конкреций в день. Но этот метод требует антикоррозийного оборудования вследствие высокой кислотности используемых реагентов [23].

Конкреции являются не только сырьем для получения марганца и перечисленных выше цветных металлов; особенности их поверхности позволяют использовать конкреции в качестве катализатора для окисления углеводородов, а также для удаления некоторых отработанных автомобильных газов. В процессе плавления сульфида железа их можно также использовать для удаления газов  $SO_2$ .

Согласно постановлению Женевской конференции 1958 г. минеральные ресурсы океанов, развитые за пределами 200-мильной прибрежной зоны, не являются "собственностью" одного какого-либо государства, а принадлежат всему человечеству. Разведка и освоение месторождений минерального сырья могут быть осуществлены лишь на основе международных соглашений.

Промышленная эксплуатация железомарганцевых конкреций со дна океанов будет, по-видимому, осуществляться уже в следующем десятилетии, однако международно-правовые вопросы морских руднодобычных разработок в международных водах остаются пока еще юридически не разработанными [14].

Промышленно развитые страны ожидают выработки международно-правового режима использования морского дна и создания международных органов контроля за его эксплуатацией, которые регулировали бы руднодобычные разработки на больших глубинах. Большинство из этих стран выступает за то, чтобы полномочия международного органа по использованию морского дна ограничивались только выдачей в установленном порядке стандартных лицензий отдельным странам, либо предприятиям и осуществлением контроля за соблюдением установленных правил производства работ на дне океанов.

Развивающиеся страны, которые составляют более двух третей стран мира, выступают за так называемую предпринимательскую систему, согласно которой только международный орган по контролю и использованию морского дна может получить монопольное право на проведение горных работ на глубинах. Такая система исключит непосредственный доступ к минеральному сырью частных предприятий при горных разработках на морском дне.

На конференции, проходившей в Женеве в марте 1975 г., успеха в решении этих вопросов практически не было достигнуто. В настоящее время рассматриваются различные компромиссные проекты международной конвенции.

Наметившаяся в перспективе промышленная разработка месторождений марганцевых конкреций неизбежно вызовет изменения природного равновесия на океаническом дне. Дело в том, что физические свойства океанической воды — ее температура, состав, насыщенность кислородом, питательными веществами, поглощение радиации и др. — на больших глубинах очень стабильны. Поэтому даже незначительные изменения установившегося за длительную историю равновесия на дне морском могут вызвать огромный отрицательный эффект на пелагическую жизнь. Однако, по мнению других, разработка таких месторождений не повредит жизни морских организмов, так как на значительных глубинах биомассы мало и отрицательный эффект привнесенных факторов окажется незначительным [27]. Наоборот, предполагают, что донная вода, обогащенная неорганическими "питательными" веществами, будет способствовать размножению фитопланктона, что, в свою очередь, вызовет увеличение количества рыб на этом участке. Большой ущерб биологической жизни наносит разработка полезных ископаемых в прибрежных зо-

нах; это особенно относится к добычным работам в районах фосфоритоносных отложений.

В связи с изложенным в настоящее время исследуются проблемы изменения окружающей морской среды вследствие разработки месторождений конкреций, изъятия со дна огромных объемов твердой массы, выброса в море вредных отходов производства и комплекса других вопросов, связанных с активной деятельностью человека в этой области.

## Л и т е р а т у р а

1. Андрущенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Состав, строение и особенности образования железо-марганцевых конкреций Тихого океана. — В кн.: Марганцевые месторождения СССР, 1967.
2. Андрущенко П.Ф., Скорнякова Н.С. Железо-марганцевые конкреции в Тихом океане, кн. 2. М., 1970.
3. Базилевская Е.С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд (Никопольский бассейн и конкреции Тихого океана). — Труды ГИН, 1976, вып. 287.
4. Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф. Железо-марганцевые конкреции Индийского океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 7.
5. Варенцов И.М. Геохимия переходных металлов в процессе формирования железо-марганцевых руд в современных бассейнах, МГК XXV сессия. — "Минеральные месторождения". Докл. сов. геол., 1976.
6. Варенцов И.М. Геохимические аспекты формирования железо-марганцевых руд в современных шельфовых морях. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд, 1975.
7. Величко Е. К проблеме освоения океанических железо-марганцевых конкреций. — В кн.: Геология моря, вып. 4, 1975.
8. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. — Труды Ин-та океанологии, 1976, т. 109.
9. Зубатарева Л.И. Коренные породы океанического дна как потенциально рудоносные образования. Экспресс-информация ВИЭМС, сер. 5, "Общая и региональная геология, геологическое картирование", 1976.
10. Лисицин А.П. Абсолютные массы и закономерности седиментации в океанах. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. К 75-летию акад. Н.М. Страхова, 1975.
11. Скорнякова Н.С., Андрущенко П.Ф. О некоторых чертах морфологии и внутреннего строения железо-марганцевых конкреций Тихого океана. — Литол. и полезн. ископ., 1971, № 1.
12. Скорнякова Н.С., Базилевская Е.С. Некоторые вопросы минералогии и геохимии железо-марганцевых конкреций Тихого океана. — Геохимия, 1975, № 7.
13. Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоемах. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 1.
14. Флорин Г., Флорин М. Морское горное дело — экономические и международно-правовые проблемы. — Глюкауф, 1975, 3, № 5.
15. Bricker O.P. Some stability relations in the system  $Mn - O_2 - H_2O$  at 25°C and one atmosphere total pressure. — Amer. Mineralogist, 1965, 50, N 9.
16. Burns R.G., Burns V.M. Mechanism for nucleation and growth of manganese nodules. — Nature, 1975, 255, N 5504.
17. Büser W., Grutter A. Über die Natur der Mangan-Knollen. — Schweiz. — Mineral. und Petrogr. Mitt., 1956, 36.
18. Cronan D.S. Composition of Atlantic manganese nodules. — Nature, 1972, 235, N 61.
19. Defosser M. Les depots ferromanganesiferes oceaniques. — Bull. Bur. rech. geol. et mines, 1974, Sec. 11, 42, N 5.
20. Friedrich G.H.W., Kundendorf H., Plüger W.L. Ship-borne geochemical investigations of deep-sea manganese nodules deposits in the Pacific using a radioisotope energy-dispersive X-ray system. — J. Geochem. Explor., 1974, 3, N 4.

21. *Glasby G.P.* Mechanisms of incorporation of manganese and associated trace elements gause and associated trace elements in marine manganese nodules. – Oceanogr. and Marine biol. – Annual Rev., 12, 1974.
22. *Goldberg E.D., Arrenius G.* Chemistry of Pacific pelagic sediments. – Geochim. et cosmochim. acta, 1958, 13.
23. *Granville A.Sc.* The recovery of deep-sea minerals problems and prospects. – Mineral. Sci. and Eng., 1975, 7, N 3.
24. *Margolis S.V., Glasby G.P.* Microlaminations in marine manganese nodules as revealed by scanning electron microscopy. – Bull. Geol. Soc. America, 1973, 83, N 11.
25. *Mero J.L.* Economic aspects of manganese nodule mining and current developments in this field in the USA. – Braunkohle, 1975, 27, N 1–2.
26. *Richter H.* Results of digitally recorded seismic for manganese nodules exploration. – M.T., 1973, 4, N 5.
27. *Ed. H.R. Wynne.* Manganese nodules inclaimed mineral. wealth of the deep ocean floor. – West Miner., 1975, 48, N 3.

## МАКРОКОНКРЕЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ДОЛОМИТОВ В ВЕЗЕНБЕРГСКОМ ГОРИЗОНТЕ ОРДОВИКА ПРИБАЛТИКИ

В известняках везенбергского горизонта верхнего ордовика в пределах Сланцевского месторождения цементного сырья в Ленинградской области обнаружен своеобразный тип метасоматических доломитовых пород, образующих крупные конкреционные тела округлой и конической формы. Эти тела имеют размеры до 15 м, занимают стратифицированное положение и располагаются с правильными интервалами по распространению вмещающей толщи известняков (рисунок см. вкл. стр. 80).

Данный тип доломитовых образований, имеющих метасоматическую природу, отличается своеобразной морфологией и внутренним строением и не имеет пока аналогов среди известных в литературе проявлений доломитовых пород. Сланцевское месторождение и прилегающая к нему территория развития отложений ордовика в последние годы подробно изучались в ходе поисковых, разведочных и эксплуатационных работ на цементное сырье, благодаря чему был получен обширный материал о геологическом положении доломитовых образований.

В пределах района месторождения развиты отложения среднего и верхнего ордовика, из которых на земной поверхности обнажаются кегельский, везенбергский и набальский горизонты, представленные карбонатными и глинисто-карбонатными породами. Везенбергский горизонт, залегающий со следами перерыва в осадконакоплении на пиритизированных глинистых доломитах кегельского горизонта, представлен в районе Сланцевского месторождения слабо глинистыми известняками, образующими продуктивную толщу месторождения мощностью от 1,2 до 11,75 м, заключающую в себе конкреционные образования доломитов. Известняки подстилаются прерывистыми пластовыми доломитами мощностью от 0 до 6,45 м того же горизонта.

В подошве везенбергского горизонта в местах, где отсутствуют пластовые доломиты, последние замещаются маломощным прослоем пестроцветной глины мощностью 0,1—0,2 м. К северу и северо-западу от месторождения доломиты в нижней части горизонта отсутствуют, и на этой территории развит устойчивый пласт пестроцветной глины мощностью 0,5 м. В пределах значительной части Сланцевского месторождения, а также на примыкающей к нему территории над известняками залегает прерывистая пачка доломитов мощностью до 4 м и также принадлежащая везенбергскому горизонту. Выше по разрезу повсеместно залегают доломиты и доломитовые известняки набальского горизонта верхнего ордовика. Отложения наровского горизонта среднего девона, покрывающие ордовик, представлены в основном глинами и доломитовыми мергелями с маломощными прослоями доломитов. Эти отложения мощностью от 5 до 20 м в ряде случаев выполняют древние эрозионные долины, в пределах которых они контактируют с доломитовыми породами и с чистыми известняками везенбергского горизон-

та. Отмечено, что в некоторых случаях долины, заполненные девонскими отложениями, приурочены к размытым тектоническим трещинам северо-восточного простирания, с которыми в Прибалтике часто связаны древние додевонские зоны метасоматической доломитизации. Отложения ордовика и девона покрыты маломощным чехлом четвертичных песчано-глинистых наносов.

Разрабатываемая часть Сланцевского месторождения, совпадающая с участком Печурки и характерная наибольшим развитием конкреционных доломитовых тел, изучена с помощью густой сети разведочных скважин с расстояниями 30 и 60 м, а затем вскрыта в бортах разрезной траншеи и забоях добывающего карьера. На прилежащей площади продуктивная толща известняков везенбергского горизонта изучалась более редкой сетью поисковых и разведочных скважин с расстояниями 200 и 400 метров. Результаты бурения, а также непосредственное исследование доломитовых тел в многочисленных искусственных и естественных отложениях позволили получить подробную характеристику их фациального положения, морфологии, вещественного состава и внутреннего строения.

Известняки везенбергского горизонта, вмещающие доломитовые конкреции, имеют светло-серую окраску, среднеслоистые, плотные, обычно с раковистым изломом. В большинстве случаев они сложены микрозернистым кальцитом, в массе которого содержатся хорошо различаемые остатки разнообразных организмов, иглокожих, брахиопод, мшанок, остракод и т. д.

В верхней части горизонта отмечается хорошо прослеживаемый пласт органогенно-обломочного известняка, сложенного в основном детритовым материалом. В известняках местами заметно слабое рассеянное окремнение. К остаткам фауны в отдельных случаях приурочены скопления пирита. В известняках вне пределов доломитовых тел и прилежащих к ним участков примесь доломита практически отсутствует.

В разрезной траншее и в большинстве забоев карьера в известняках везенбергского горизонта закартировано большое количество конкреционных доломитовых тел, хорошо различимых благодаря розовато-коричневой окраске и резким очертаниям. Тела обычно имеют размеры от нескольких метров до 10—15 м и следуют по простиранию известняков с интервалами от 5 до 30 м и более. Среди них нами отмечены три основных морфологических типа: шарообразные эллипсоидовидные и конические тела. В последнем случае доломитовое тело в своей нижней части сливается с нижележащими пластовыми доломитами.

Все доломитовые тела имеют более или менее отчетливое концентрическое строение, причем основная внутренняя часть тела оказывается сложенной комковатым розовато-коричневым доломитом, а внешняя часть, имеющая толщину от 0,5 до 1,5 м, состоит из очень плотных толщ зеленовато-серого или зеленовато-коричневого доломитизированного известняка. В пределах внутренней части доломитовых тел сохраняется слоистость, аналогичная слоистости вмещающих известняков, и хорошо различимы реликты органогенного материала. В бортах раз-

резной траншеи отчетливо прослеживается маркирующий пласт органогенно-обломочного известняка, проходящий через ряд доломитовых тел, в пределах которых он замещается доломитом с отчетливой реликтовой органогенно-обломочной структурой.

Внешняя резко очерченная плотная оболочка доломитового тела отличается частичным или полным исчезновением слоистости. Для большинства доломитовых тел характерен ореол точечной доломитизации, развитой во вмещающих известняках непосредственно у их периферии. Он представлен вкрапленностью хорошо различимых простым глазом ромбических кристаллов доломита, образующих скопления, приуроченные главным образом к волосовидным микротрещинам в известняках. При этом хорошо заметно, что вкрапленность обходит плотные комковатые участки в известняке. Ширина ореола колеблется от 5 до 30 см, он значительно больше у нижней и отчасти у боковых частей доломитового тела и слабо выражен у его верхней границы.

Под микроскопом хорошо видно, что прожилки с вкрапленностью доломита секут не только кальцитовую массу известняка, но и крайнюю периферическую часть доломитового тела, сливаясь с его основной массой на некотором расстоянии от его внешней границы.

Изучение шлифов показало, что внешняя уплотненная оболочка тела состоит из доломитового известняка, где цемент в значительной мере замещен доломитом, но остатки фауны еще целы. Во внутренней части тела порода представляет собой однородный доломит, в массе которого имеются лишь плохо различимые реликтовые контуры обломков фауны. В обоих случаях многие кристаллы доломита имеют хорошо выраженную ромбоздрическую форму и часто обладают зонарным строением. Последнее четко различается на участках породы, пропитанных тонко распыленным пиритом. В этом случае в доломитовых кристаллах вокруг ядра отмечаются две-три каймы с разным количеством мельчайших включений пирита.

Данные химических анализов свидетельствуют о том, что содержание окиси магния, ничтожное в окружающих известняках (0,5–1,0%), увеличивается в зоне ореола точечной доломитизации до 3–4%, в пределах уплотненной оболочки доломитового тела оно поднимается до 6–8% и в основной внутренней его части составляет 18–19%. Характерно, что у периферии доломитового тела увеличивается содержание нерастворимого остатка в карбонатном веществе.

В карьере замерено более ста тектонических трещин, подавляющее большинство которых имеет северо-западное простирание. Некоторые трещины секут доломитовые тела, не изменяя сколько-нибудь существенно их строение. Никакой связи между доломитизацией и указанными северо-западными трещинами в пределах изученных отложений не наблюдается.

Следует лишь отметить, что около некоторых доломитовых тел в известняках имеются участки развития кливажа, связанные, вероятно, с возникновением напряжений в зоне контакта плотного доломитового тела с менее плотными вмещающими известняками.

Характер доломитовых образований у верхней границы везенбергских известняков был изучен в обнажениях долины р. Плюссы и на участке Боровня Сланцевского месторождения. В обоих случаях также установлено большое количество метасоматических доломитовых тел, приуроченных к нижней границе пачки доломитовых пород, залегающих в кровле везенбергского горизонта. Здесь участки доломитизации имеют форму искаженных конусов или причудливых языков, спускающихся в нижележащую толщу известняков. Их размеры колеблются от 1 до 10—12 м в длину и от 0,5 до 3—4 м по вертикали. Тела такие имеют характерные признаки конкреционного строения: уплотненную оболочку, волосовидные прожилки доломита и ореол точечной доломитизации в приконтактной части вмещающих известняков. На участках доломитизации отчетливо прослеживается проходящая слоистость вмещающих известняков. В отдельных случаях наблюдается, как верхние участки метасоматической доломитизации, спускающиеся вниз, соединяются перемычкой с округлыми доломитовыми конкрециями в средней части известняков везенбергского горизонта, причем возникает доломитовое тело, имеющее очертания неправильной восьмерки.

Фациальная зона развития конкреционных доломитовых тел имеет размеры вкрест простирания с юго-востока на северо-запад около 3—5 км и прослежена по простиранию на расстоянии 6—8 км. Поисковыми работами установлено, что с северо-запада она граничит с зоной, характеризующейся развитием недоломитизированных известняков везенбергского горизонта, подстилаемых устойчивым пластом пестроцветной глины, а в юго-восточном направлении она сменяется зоной развития сплошь доломитовых отложений везенбергского горизонта, содержащих лишь в подчиненном количестве доломитовые известняки и не имеющих прослоев пестроцветной глины. Таким образом, зона развития конкреционных доломитовых тел занимает промежуточное положение между площадями накопления чистых известковых осадков и осадков преимущественно доломитовых. Характерно, что конусовидные конкреционные тела метасоматических доломитов у подошвы везенбергского горизонта имеются только там, где сохранились останцы размытого нижнего доломитового пласта, на которых они располагаются в виде конусовидных наростов. В тех случаях, когда пачка известняков везенбергского горизонта залегают на пласте пестроцветной глины, нижние конусовидные доломитовые тела отсутствуют.

Доломитизация известняков везенбергского горизонта, разведанных в пределах участка Печурки Сланцевского месторождения в качестве сырьевой базы Сланцевского цементного завода, первоначально рассматривалась геологами-разведчиками как эпигенетическая. При этом имелась в виду характерная для данного района связь зон доломитизации с тектоническими трещинами. Считалось, что сам процесс метасоматической доломитизации связан с проникновением в толщу отложений ордовика магнезиальных морских вод девонского наровского бассейна, а возникновение сплошных пластов доломита связывалось с экранизирующей ролью мергелистых пачек в разрезе ордовика.

Эксплуатационные работы, вскрывшие месторождение, не подтвердили эти представления. Оказалось, что доломитовые тела в везенбергском горизонте на вскрытых участках не имеют пространственной связи с секущими этот горизонт тектоническими трещинами северо-западного простирания и играют значительно большую количественную роль, чем это представлялось ранее. Покрывающие ордовик отложения наровского горизонта девона представлены в основном глинами и мергелями с маломощными прослоями доломитов. Эти отложения в ряде случаев выполняют древние эрозионные долины, в пределах которых они контактируют как с доломитовыми породами, так и с чистыми известняками везенбергского горизонта ордовика.

Отмечено, что в некоторых случаях долины, заполненные девонскими отложениями, приурочены к размытым тектоническим трещинам северо-восточного простирания, с которыми в Прибалтике часто связаны древние додевонские зоны доломитизации.

В подошве наровских отложений обнаружены окатанные обломки везенбергских доломитов. Все это совершенно определенно говорит о том, что девонские отложения в данном случае не могли служить источником доломитизирующих растворов.

Происхождение описанных доломитовых тел нельзя связывать с процессами эпигенетической доломитизации, так как этому противоречат их высокая плотность, отсутствие связи с трещиноватостью и связь многих из них с подстилающими и перекрывающими пластовыми доломитами, а также равномерное стратифицированное распределение внутри везенбергского горизонта.

Вместе с тем наличие реликтовых органогенных структур и концентрическое строение конкреционных тел свидетельствуют о метасоматическом образовании данных доломитов в условиях диагенеза. При этом образование плотной внешней оболочки и приуроченность рассеянных кристаллов доломита к волосовидным трещинам в зоне ореола указывают на формирование доломитовых тел в ходе литификации осадка. Характерные особенности доломитов данной разновидности, необычная форма, размеры и концентрическое строение, резко очерченные границы отличают их от расплывчатых участков пятнистой метасоматической доломитизации, типичных для известняково-доломитовых толщ палеозоя Русской платформы.

Возникновение доломитовых тел в данном случае, по-видимому, связано с концентрацией магния в иловом растворе известковых осадков или с выпадением одновременно с карбонатами кальция магnezияльных соединений или с нисходящей миграцией магния при образовании лежащих выше пластов доломитового осадка, а также при его горизонтальной миграции из прилежащей с юго-востока области интенсивного доломитонакопления. Допустимо существование всех трех источников магния, однако наибольшую роль, вероятно, играло поступление его из лежащих выше слоев доломитового ила.

При объяснении своеобразной морфологии доломитовых тел, видимо, следует иметь в виду следующие обстоятельства: однородность вмещающих известняков везенбергского горизонта и наличие в них

равномерно распределенной глинистой примеси, составляющей 12–15% от массы породы, что обусловило в ходе литификации возникновение правильных геометрических форм, округлых и конусовидных, у конкреционных метасоматических доломитов<sup>1</sup>.

Образование конических доломитовых тел связано с наличием пластов доломита в подошве кровли вмещающей толщи известняков. Именно с ними были связаны очаги начальной кристаллизации доломита в условиях диагенеза. Образование уплотненной внешней оболочки доломитового тела и обогащение ее глинистой примесью объясняется процессом самоочистки карбонатного вещества в ходе замещения его метасоматической доломитизацией и вытеснением глинистой составляющей к периферии конкреционного тела. Волосовидные доломитовые прожилки являются, видимо, аналогами септариевых трещин обычных конкреций.

В пределах Сланцевского месторождения обнаружены отчетливые признаки эпигенетического перераспределения доломитов. В частности, в карьере цементного завода и в разрезах отдельных буровых скважин отмечается в небольших масштабах заполнение вторичным крупнокристаллическим доломитом мелких и зияющих трещин и каверн размером в несколько сантиметров. Часто в этих случаях доломит ассоциирует с рыхлым зеленовато-серым глинистым материалом. Заметных признаков метасоматической доломитизации окружающих плотных известняков при этом не наблюдается.

В заключение следует подчеркнуть, что выявленный в районе Сланцевского месторождения оригинальный тип макроконкреций метасоматических доломитов представляет разновидность седиментационно-метасоматических пород, возникших в условиях диагенеза за счет миграции магния из осадочных доломитов, перекрывавших или замещавших по простираанию толщу известняков везенбергского горизонта. Характерное конкреционное строение, правильная форма доломитовых тел обусловлены однородностью вмещающей толщи известняков, наличием в них равномерно распределенной глинистой примеси, тормозившей в начальной стадии процесс метасоматоза, а также существование подстилающих и покрывающих пластовых доломитов, влиявших на пространственную локализацию метасоматических доломитов в диагенезе.

<sup>1</sup> По предложению М.С. Пичугина эта характерная макротекстура метасоматических доломитовых тел в известняках условно может быть названа "шар и конус".

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛОТИКА КАК ФАКТОР КОНЦЕНТРАЦИИ АЛМАЗОВ В РОССЫПЯХ

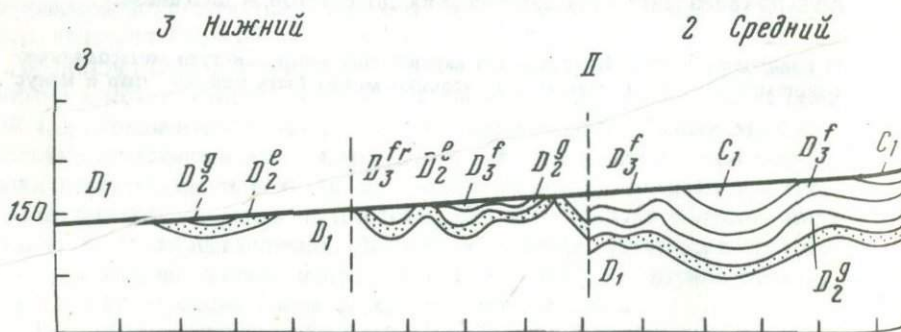
В настоящей статье рассматриваются два основных вопроса — влияние блоковой тектоники пород основания на алмазонасность россыпей и связь алмазонасности с зонами глубинных разломов.

Исследования выполнены на основе обширного фактического материала валового опробования уральских кайнозойских россыпей, анализировавшегося с помощью ЭВМ.

### БЛОКОВАЯ ТЕКТОНИКА ПАЛЕОЗОЙСКОГО ОСНОВАНИЯ КАК ФАКТОР КОНЦЕНТРАЦИИ АЛМАЗОВ В РОССЫПЯХ

Составление продольных профилей долины по принципу кроки с разверткой долины в прямую линию является одним из основных приемов обобщения результатов поисково-разведочных работ при изучении россыпей. Однако будучи наглядным изображением изменения алмазонасных отложений по длине долины, такие разрезы неизбежно затуманивают связь россыпей со строением их основания. Поэтому для изучения таких связей целесообразно пользоваться, пусть даже схематизированными, но линейными геологическими разрезами, отвечающими основному простиранию долины. Примером такого построения является схематический разрез палеозойского основания одной из типичных алмазонасных долин западного склона Среднего Урала, изображенный на рис. 1.

Долина имеет субширотное направление и пересекает метаморфизованные породы коренного основания от нижнего девона до нижнего карбона, собранные в складки субмеридионального простирания, осложненные дизъюнктивными нарушениями. В пределах долины выделяется до пяти глубинных субмеридиональных разломов, имеющих характер сложных сбрососдвигов. Наибольшие вертикальные смещения отмечаются по линиям разломов, обозначенных на рис. 1 римскими цифрами



Р и с. 1. Схематический разрез пород палеозойского основания россыпей  
I, II — зоны основных дизъюнктивных нарушений; 1–3 — отрезки долины

I и II, которые ограничивают структуру крупного грабена. Восточный из разломов (I) пересекает долину на отрезке, где она приобретает характер каньона, сжатого скалистыми выходами известняков верхнего девона. К зоне нарушения приурочена крупная карстовая пещера.

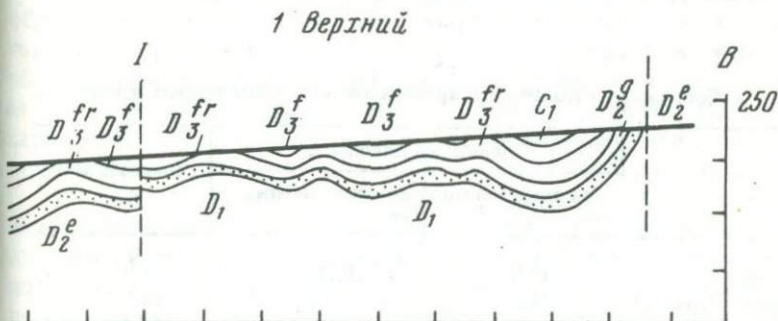
Западный разлом II, определяющий структуру грабена, расположенный ниже по течению, обуславливает образование суходольного отрезка русла, где зона нарушения поглощает весь меженный сток руслового потока.

Судя по вертикальному смещению толщ по зонам разломов I и II хотя бы на половину мощности франского или фаменского ярусов, амплитуда грабена определяется первыми сотнями метров. В современном же рельефе область грабена представляется блоком поднятия между двумя структурно-денудационными депрессиями.

Наличие крупной блоковой структуры, сохранившей свою подвижность на протяжении длительного геологического времени, не могло не отразиться на алмазности россыпей. И действительно, даже беглая оценка алмазности долины с этих позиций показывает, что к структуре грабена относятся наиболее богатые россыпи.

Алмазные россыпи долины приурочены к аллювию семи террас, поймы, русла, к аллювиально-делювиальным отложениям логов, иногда к делювию склонов долины. Наиболее древними из перечисленных являются отложения седьмой и шестой террас, объединяемых в комплекс верхних террас (соответственно олигоцен (?) и миоцен (?)). Отложения более низких уровней — от пятой (плиоцен) террасы и ниже объединяются в комплекс нижних террас.

Кроме россыпей основной реки, в пределах верхнего отрезка долины (I на рис. 1) известны россыпи правых притоков. Они расположены за пределами влияния основной реки в приводораздельной части долины и по гипсометрическим отметкам близки к уровням верхних террас. Здесь же имеется россыпь древнего лога, которая большинством исследователей также параллелизуется с отложениями верхних террас. Следует заметить, что верхние террасы отчетливо выражены только в пределах верхнего отрезка долины, на среднем и нижнем отрезках они отсутствуют.



Т а б л и ц а 1

Общая характеристика алмазоносных отложений по отрезкам долины

Отрезок долины	Объем опробования	Вес находок	Средний вес алмазов	Среднее содержание	Встречаемость находок на объем
Верхний	1,14	1,41	1,55	1,55	1,24
Средний (грабен)	1,00	1,45	1,60	2,28	1,41
Нижний	1,56	1,00	1,00	1,00	1,00

В целом алмазоносность отложений по трем выделенным на рис. 1 отрезкам долины характеризуется данными табл. 1. В выборке учтены все отложения, в том числе и отложения высоких террас верхнего отрезка долины (числовые значения даются в кратных отношениях).

Из таблицы видно, что алмазоносные отложения отрезка долины, относящиеся к структуре поднимающегося грабена, выделяются повышенными значениями среднего веса, содержания и встречаемости алмазов.

В табл. 2 применительно к тем же отрезкам и на основании того же материала приведена характеристика находок алмаза по степени их механического износа.

Из таблицы видно, что количество "изношенных" кристаллов в пределах отрезка долины, относящегося к структуре грабена, составляет более половины, в то время как за его пределами их количество не превышает 36,2%. Повышенная изношенность алмазов в россыпях на отрезке грабена говорит о наличии здесь условий для более интенсивного перемещения алмазов в период образования россыпей. О том же говорит и отсутствие здесь террас верхнего комплекса.

В табл. 3 приведено распределение алмазов по отрезкам долины без учета алмазоносных отложений притоков, верхних террас и древних логов, развитых только на отрезке верхнего течения. В отличие от выборки табл. 1 к зоне грабена отнесен суходольный участок долины, в связи с чем граница структуры грабена несколько сдвинута к западу с целью уравнивания длины сопоставляемых отрезков.

Т а б л и ц а 2

Соотношение количества кристаллов по механическому износу

Отрезок долины	Целые кристаллы, %		Обломки, %
	без следов износа	со следами износа	
Верхний	47,9	36,2	15,9
Средний (грабен)	31,3	50,4	18,3
Нижний	50,3	32,5	17,2

Таблица 3

Алмазоносность аллювия основной реки по отрезкам долины

Отрезок долины	Длина отрезков	Объем опробования	Количество находок	Средний вес алмазов	Среднее содержание	Встречаемость, шт/объем
Верхний	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Средний (грабен)	1,22	6,28	11,0	1,11	2,00	1,76
Нижний	1,00	2,03	2,9	1,04	1,49	1,44

Данные табл. 3 по среднему весу, содержанию и встречаемости алмазов повторяют те же закономерности, что и в табл. 1.

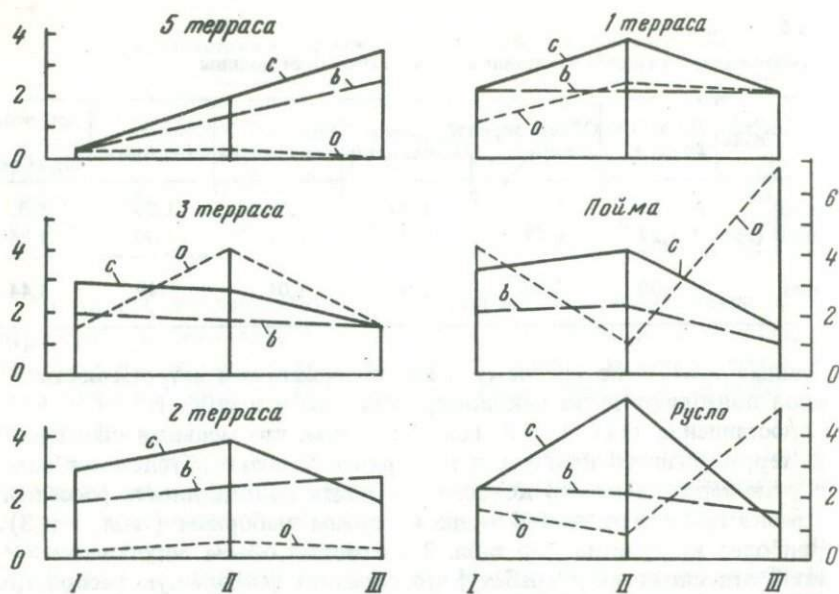
Сопоставление табл. 1 и 3 говорит о том, что меньшая обогащенность террас нижнего комплекса на верхнем отрезке обусловлена сохранностью террас верхнего комплекса. Общая обогащенность россыпей на отрезке грабена отчетливо видна по обеим выборкам (табл. 1 и 3).

Наиболее контрастно по табл. 3 возрастает объем опробования отрезка, относящегося к грабену, что отражает наибольшую распространенность здесь отложений низких террас.

Проследим за изменениями основных показателей алмазоносности не в целом для нижних террас, а по отдельным террасовым уровням для выделенных отрезков долины (рис. 2).

Из построений видно, что россыпи отрезка грабена (II) характеризуются повышенной концентрацией алмазов не по всем уровням нижних террас. Наибольшее среднее содержание в отложениях пятой террасы характерно для нижнего отрезка, а на уровне третьей террасы — для отрезка верхнего течения. Только начиная со второго террасового уровня и ниже наибольшая концентрация алмазов приурочивается исключительно к отрезку долины, относящемуся к структуре грабена. При этом концентрация алмазов, закономерно увеличиваясь со второй террасы, достигает своего максимума в русловых отложениях. Одновременно с этим также закономерно снижается объем опробования, являющийся показателем распространенности данных отложений. Таким образом, наибольшее обогащение аллювиальных отложений от второй террасы до русловой россыпи совершенно определенно связано не с обогащением россыпей за счет привноса алмазов, а с процессом *выноса пустого материала* россыпей. Такие условия, как известно, характерны для речных осадков на поднимающихся тектонических структурах.

Из построений (рис. 2) следует, что структура грабена начала испытывать поднятие совсем недавно — с периода образования отложений второй террасы (примерно верхний плейстоцен); интенсивность поднятия к настоящему времени усиливается. Ранее структура грабена, по-видимому, представляла собой область повышенной седиментации рыхлых отложений, о чем свидетельствует наибольшее развитие здесь алмазоносного аллювия и самих алмазов (табл. 3).



Р и с. 2. Алмазоносность аллювия различных уровней по отрезкам долины  
 I — верхний, II — средний (грабен), III — нижний, C — среднее содержание, B — средний вес алмазов, O — объем опробования (в сопоставимых единицах)

Заканчивая рассмотрение графиков (рис. 2), отметим, что средний вес кристаллов является наиболее стабильной величиной. Небольшие изменения величины среднего веса кристаллов явно не имеют корреляционной связи с расположением россыпей в продольном профиле долины; по одним уровням террас средний вес несколько увеличивается вниз по течению, по другим — наоборот, по третьим — остается на одном уровне.

Резюмируя общие результаты анализа приведенного материала, отметим, что блоковая тектоника пород основания кайнозойских россыпей по рассмотренной долине имеет непосредственное влияние на изменение алмазоносности россыпей. При этом концентрация алмазов возрастает на отрезках конседиментационных неотектонических поднятий за счет выноса пустого материала россыпей.

#### СВЯЗЬ АЛМАЗОНОСНОСТИ РОССЫПЕЙ С ЗОНАМИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Как известно, не только природа, но и пространственное положение коренных источников уральских алмазов остается до сих пор предметом дискуссий. Не считая компромиссных точек зрения, существуют три основные гипотезы происхождения уральских алмазов: 1) за счет гипербазитов восточного склона Урала; 2) гипотетических кимберлитовых трубок восточной окраины Русской платформы и 3) за счет

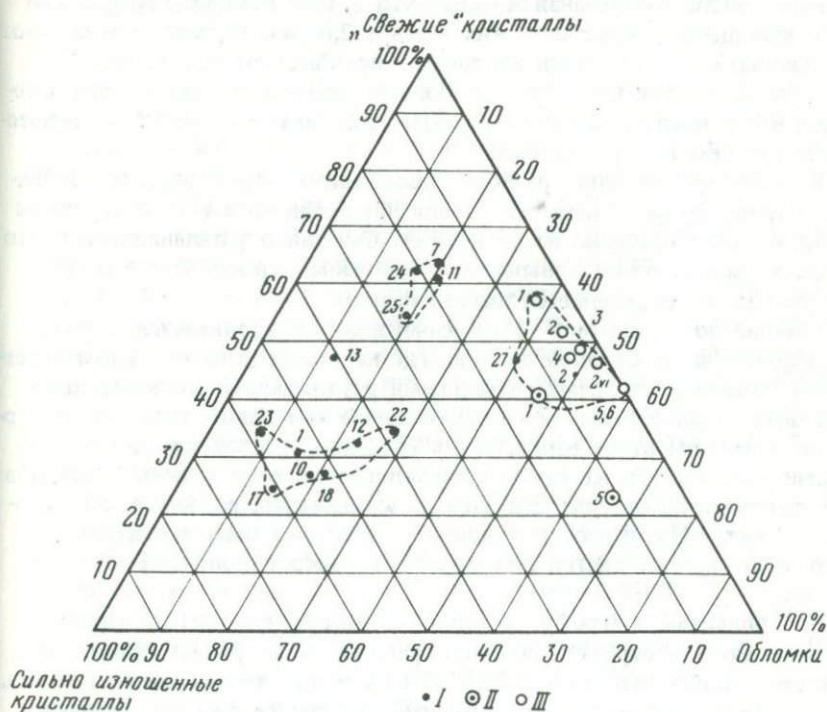
местных источников. В числе последних предполагаются разности интрузивных пород, связанных с известными проявлениями пикритовых порфиритов и недавно установленных проявлений щелочно-ультраосновного магматизма, контролируемых зонами глубинных разломов.

Результаты исследований вопроса о пространственном положении коренных источников, изложенные ниже, получены при изучении трех смежных алмазоносных долин, типичных для Среднего Урала. Все они имеют субширотную ориентировку вкrest простирания основных структур палеозойского фундамента.

В процессе изложения материала долины в соответствии с их расположением будем условно называть Северной, Средней и Южной.

На треугольной диаграмме (рис. 3) приведено процентное соотношение алмазов различной степени механического износа в россыпях разведанных участков изученных долин. Кристаллы со следами незначительного износа в данных построениях не учитываются.

По содержанию выделенных групп алмазов россыпи отчетливо локализуются в трех полях диаграммы графика. Первое поле точек с наибольшим количеством изношенных кристаллов (40–60%) принадлежит целиком россыпям Южной долины. Второе поле с наибольшим



Р и с. 3. Процентное отношение алмазов различных групп механического износа в россыпях Южной (1), Средней (2) и Северной (3) долин. Арабские цифры — индексы разведочных участков

количеством "свежих" кристаллов образуется россыпями той же долины, расположенными в нижней (участок 7) и средней ее части (участок 11), а также россыпями притоков основной реки верхнего отрезка алмазоносной части долины (участки 24, 25). Разобщенность россыпей, относящихся ко второму полю, в плане достигает 25 км, объединяющей же их особенностью является принадлежность к областям тектонических разломов.

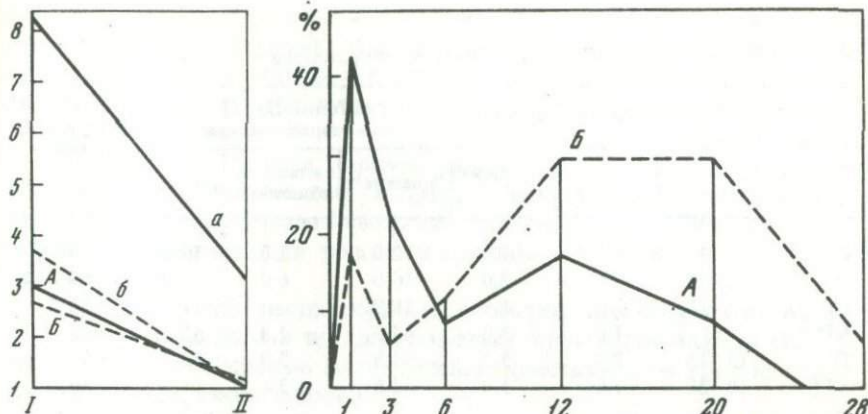
Третьему полю с наименьшими содержаниями сильно изношенных кристаллов принадлежат россыпи Северной и Средней долин. Сюда же относятся россыпи участка 27 Южной долины. Последние тяготеют к области того же регионального разлома, что и россыпи участка 1 Средней долины. Зоне одного разлома принадлежат россыпи участка 7 Южной долины и участка 5 Средней долины.

Методика исследований позволяет с помощью ЭВМ разграничивать пробы и находки алмазов, расположенные в пределах четырехсотметровых зон глубинных разломов и за пределами этих зон. В россыпях, принадлежащих к 400-метровой зоне глубинного разлома, проходящего по участку 7 Южной долины, кроме "наибольшей свежести" кристаллов, отражаемой рис. 1, на 34% увеличивается среднее содержание алмазов. При сопоставлении весового количества слабо и сильно изношенных кристаллов устанавливается, что в зоне разлома преобладают слабо изношенные кристаллы (их здесь в 2,6 раза больше, чем сильно изношенных), за пределами же зоны — преобладают сильно изношенные кристаллы, где их в 1,6 раза больше, чем слабо изношенных. Очевидно, что в последнем случае алмазы испытывают больший механический износ, чем в зоне разлома.

В 400-метровой зоне разлома, проходящего через участок 11 Южной долины, также отмечается увеличение среднего веса и содержания алмазов (соответственно на 25 и 15%). Отчетливо устанавливается, что верхняя граница резко повышенной "новизны" кристаллов в россыпях участка 11 определяется линией разлома.

Влияние зон разломов более отчетливо устанавливается в пределах верхней части Средней долины, где на четырехкилометровом отрезке она пересекается тремя глубинными разломами. В их четырехсотметровых зонах средний вес алмазов более чем вдвое, а среднее содержание более чем втрое выше, чем в россыпях, расположенных за пределами этих зон. То же самое устанавливается, если влияние разломов рассматривать по отдельности. Два из упомянутых разломов, образующих единую зону, пересекают долину в пределах верхнего двухкилометрового отрезка, третий вписывается в отрезок долины 3—4 километров.

Из приведенных графиков (рис. 4) видно, что, как на первом, так и на втором отрезках долины, средний вес и среднее содержание алмазов в зонах разломов в 2,5—3,5 раза выше, чем за пределами зон. В то же время россыпи, расположенные на отрезке 3—4 км (влияние третьего разлома), как в 400-метровой зоне, так и за ее пределами, характеризуются большей крупностью алмаза, чем на отрезке влияния двух первых разломов. Средний вес алмазов здесь, хотя отрезок и



Р и с. 4. Изменение среднего веса (а) и среднего содержания (б) алмазов в 400-метровых зонах разломов (I) и за пределами этих зон (II) на отрезках Средней долины; А — 1–2 км, Б — 3–4 км (величины относительные)

Р и с. 5. Частота встречи кристаллов алмаза различных весовых классов в россыпях Средней долины (в %)

Отрезки долины: А — 1–2 км, Б — 3–4 км. Нумерация классов соответствует кратным отношениям средних значений весовых классов

является нижним по течению, втрое больше, чем на отрезке влияния двух первых разломов. Если исходить из общности источника алмазов россыпей обоих отрезков, предположительно расположенного выше по течению и из определяющего значения переноса алмазов водотоком, то распределение полезного минерала должно быть обратным. Различие россыпей рассматриваемых отрезков хорошо видно и по кривым гранулометрического состава кристаллов алмаза (рис. 5).

Если в россыпях на отрезке влияния двух первых разломов более двух третей составляют мелкие кристаллы (1–3 классов), то те же две трети кристаллов в области влияния третьего разлома представлены кристаллами 12–20-го классов. Таким образом россыпи двух смежных отрезков долины, относящиеся к областям влияния двух региональных разломов, по гранулометрии кристаллов имеют принципиальное различие.

Еще с большей отчетливостью влияние зон глубинных разломов на алмазоносность россыпей проявляется по Северной долине.

На рис. 6 приведен схематический геологический разрез по Северной долине, которая пересекается на рассматриваемом отрезке тремя зонами субмеридиональных глубинных разломов (I, Б, В), в соответствии с влиянием которых долина разделена на отрезки, обозначенные римскими цифрами. Характеристика алмазоносности россыпей выделенных отрезков приведена в табл. 4.

Как видно из таблицы, наименьшие содержания алмазов принадлежат россыпям, удаленным от зон глубинных разломов (отрезки I и V). Средний вес алмазов последовательно увеличивается от первого до

Таблица 4

Алмазоносность россыпей по отрезкам Северной долины

Отрезок долины, км	Средние данные		% находок по группам изношенности			Учтено алмазов
	вес	содержание	"свежие"	сильно изношенные	обломки	
I 1-4	2,1	1,1	52,0	12,0	36,0	28
II 6-8	2,4	2,0	56,0	6,0	38,0	57
III 9-12	2,5	1,9	58,9	-	41,1	22
VI* 12	1,0	3,0	45,9	1,8	52,2	416
IV 13-15	2,1	3,7	55,9	3,9	40,3	91
V** 18-20	1,6	1,0	52,6	3,4	44,1	66

\* VI терраса. \*\* Расположен за пределами зон разломов (на рис. 6 не показан).

третьего отрезка, максимальная концентрация принадлежит россыпи VI террасы 12 км, относящейся к области влияния разлома *Б* и россыпям IV отрезка зоны разлома *В* (рис. 6). На фоне относительно ровных значений по всем остальным отрезкам резкое снижение среднего веса алмазов отмечается в россыпи VI террасы. Забегая вперед, заметим, что то же самое наблюдается и при сравнении среднего веса кристаллов.

В правой части табл. 4 приведено распределение алмазов различных групп изношенности. Россыпи верхнего отрезка (I) характеризуются наибольшим распространением кристаллов с сильным механическим износом. На следующем отрезке их количество уменьшается, в зоне же разлома *Б* присутствия сильно изношенных кристаллов не установлено (отрезок III). Исходные данные последнего отрезка являются наименее представительными, однако снижение общей изношенности алмазов в зоне разлома "Б" очевидно по данным опробования россыпи VI террасы, относящейся к тому же разлому, где представительность исходного материала не вызывает сомнений, но содержание изношенных кристаллов составляет ничтожное количество (1,8%).

Наличие кристаллов со следами сильного износа в пределах верхнего отрезка долины и практическое исчезновение их на двух последующих отрезках говорит об инертности алмазов к передвижению вниз по долине. С другой стороны, на основании анализа приведенного материала напрашивается вывод, что снижение количества изношенных кристаллов в россыпях долины 9-12 км может быть связано с поступлением большой массы "свежих" кристаллов и обломков из местных коренных источников.

В приведенной таблице, как и при построении графика (рис. 3), не учитывается группа слабо изношенных кристаллов ввиду того, что выделение этой группы основано на менее четких критериях. Дело в том, что к этой группе относятся кристаллы с небольшими дефектами в виде сколов, борозд и других повреждений, подчас не совсем ясного

генезиса. Многие из дефектов могут иметь протоматматическое происхождение, а следовательно, значительная часть кристаллов может отойти к группе неизношенных. Группы же "свежих" кристаллов и кристаллов, несущих на себе следы сильного механического износа, имеют четкую диагностику.

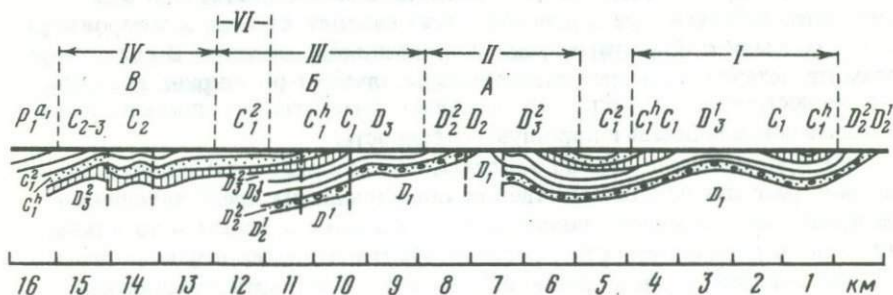
Рассматривая данные правой части табл. 4, можно видеть, что алмазы некоторых россыпей (например, VI террасы—12 км) практически целиком представлены "свежими" кристаллами и обломками, что бывает характерным для россыпей районов с известной коренной алмазоносностью.

Хорошо заметна неоднородность россыпей рассмотренных отрезков Северной долины и по гранулометрии кристаллов алмаза. На рис. 7 приведены кривые распределения кристаллов по трем из рассмотренных отрезков долины.

Россыпи, относящиеся к зоне разлома *A* по 40 учтенным находкам, характеризуются трехвершинной кривой, определяющейся относительным снижением содержания кристаллов весовых классов 3 и 28. Максимальный вес алмазов здесь ограничивается классом 36. В россыпи VI террасы, относящейся к зоне разлома *B*, гранулометрия характеризуется четко выраженной одновершинной кривой с преобладанием самых мелких алмазов (класса *I*). Несмотря на более представительный объем исходного материала (217 находок), присутствия здесь кристаллов 36 класса, имеющих распространение в россыпях зоны разлома *A*, не установлено.

Кривая распределения кристаллов в россыпях зоны разлома *B* характерна максимумом встречаемости кристаллов класса 3, содержание которых в россыпях зоны разлома *A* снижено. Для области разлома *B* характерно появление кристаллов самого крупного класса (44), которые на двух предыдущих отрезках практически отсутствуют. Таким образом, россыпи трех рассмотренных отрезков долины по гранулометрии кристаллов также имеют между собой принципиальные различия.

В процессе исследований в качестве эксперимента было проведено сравнение россыпей по распределению в них алмазов различных кристаллографических габитусов. Известно, что кристаллографическая не-



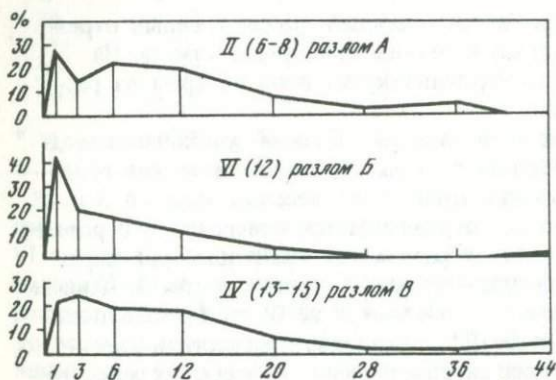
Р и с.6. Схематический геологический разрез по Северной долине

*A* — *B* — зоны глубинных разломов, *I*—*IV* — отрезки долины, *1*—*15* — расстояния (в км)

однородность алмазов определяется различием условий их образования (продолжительность процессов кристаллизации, растворения, постоянство или изменчивость температурного режима, давления и т. д.).

Несмотря на относительное постоянство состава алмазов, различия россыпей Северной долины намечаются и по этому признаку. В табл. 5 приведено процентное содержание кристаллов различного габитуса в россыпях трех рассмотренных выше отрезков долины.

В приведенной таблице наиболее заметные различия россыпей намечаются по количеству сростков додекаэдров, октаэдров и кристал-



Р и с .7. Гранулометрия кристаллов алмаза в россыпях Северной долины (обозначения см. рис.5)

лов формы  $O + Д$ ; к зоне разломов  $B$  относится наименьшее распространение сростков додекаэдров, к зоне разлома  $B$  — наибольшее количество кристаллов формы  $O + Д$  и октаэдров, к зоне  $A$  — наименьшее количество кристаллов формы  $O + Д$ .

В пределах Северной долины с точки зрения связи с коренными источниками наиболее интересной является россыпь VI террасы зоны разлома  $B$ . Ее отличие от других выражается в резком изменении среднего веса и содержания алмазов, минимальном количестве изношенных кристаллов, высокой концентрации обломков, резко выраженной одновершинной кривой гранулометрического состава кристаллов и, наконец, в некотором изменении соотношений алмазов различного кристаллического габитуса. Все эти особенности наводят на мысль о вероятной связи россыпи с близким коренным источником алмазов. В связи с этим представляет интерес распределение алмазов по ширине россыпи, что иллюстрируется табл.6. Необходимо отметить, что россыпь имеет внушительную площадь и хорошую сохранность.

Из приведенного можно заметить, что распределение алмазов по ширине россыпи полностью отвечает общепринятым представлениям о распределении полезного компонента в россыпях с одним источником питания: в первой четверти концентрируются наиболее крупные алмазы, что отвечает "голове россыпи". Во второй четверти средний вес алмазов уменьшается, но достигает своего максимума концентрация алмазов. В третьей и четвертой четвертях происходит закономерное снижение крупности и содержания алмазов, что отвечает условиям образования

Т а б л и ц а 5

Распределение кристаллов в россыпях Северной долины

Форма кристаллов	6-8 км	12 (VI терраса) км	13-15 км
	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>B</i>
Додекаэдры:	78,6	71,3	79,0
сложная форма	0,0	3,9	3,3
в сростках	8,0	4,4	1,1
Октаэдры	10,0	12,4	8,8
Сложная форма 0 + Д "Янус"	4,0	8,0	7,8

Т а б л и ц а 6

Распределение кристаллов по четвертям ширины россыпи

Четверть ширины россыпи от тылового шва	Кратные отношения	
	Средний вес алмазов	Среднее содержание алмазов
1	1,84	2,34
2	1,37	3,34
3	1,00	1,08
4	1,07	1,00

хвостовой части россыпи. Исходя из такого распределения источник питания должен располагаться со стороны тылового шва террасы.

Изложенные выше результаты исследований, на наш взгляд, подтверждают связь изученных россыпей с зонами некоторых глубинных региональных разломов.

Полученные данные полностью согласуются с недавним открытием в пределах алмазоносной части Западного Урала проявлений щелочно-ультраосновного магматизма, контролируемого зонами глубинных разломов.

Судя по полученным результатам можно предполагать, что коренные источники алмазов представлены довольно многочисленными и различными по алмазоносности телами типа мелких даек и жил, контролируемых зонами глубинных разломов.

## МИГРАЦИЯ И ОСАЖДЕНИЕ КОМПЛЕКСНЫХ СОЕДИНЕНИЙ СВИНЦА С ГУМУСОВЫМИ КИСЛОТАМИ

В результате изучения осадочных пород давно уже установлен парагенезис сульфидов меди, свинца и цинка с органическим веществом [1, 7, 8, 16]. Эта связь может быть объяснена не только одновременностью осаждения, но и определенной ролью органического вещества в переносе и концентрации этих металлов. Идея о важном значении органического вещества в процессах рассеяния и концентрации ряда элементов в зоне гипергенеза не нова. В свое время ее настойчиво развивал В.И. Вернадский [6], считавший, что органическое вещество является одним из сильно действующих факторов, способных изменить ход геохимических процессов. Но посвященные этой проблеме исследования получили большое развитие лишь в последние годы [4, 5, 9, 13, 18, 20, 21].

Накопление новых факторов в данной области знания заставляет пересмотреть некоторые устоявшиеся и ставшие привычными понятия. Так обстоит дело с представлением о роли органических кислот (и, в частности, гумусовых) в миграции многих химических элементов. Их значение в миграции и накоплении металлов в осадках не следует недооценивать. Органическое вещество разнообразно по своему молекулярному составу, и роль каждого из этих компонентов в геологических процессах различна. В настоящее время выделено более 500 индивидуальных природных органических соединений. Среди них особую группу составляют гумусовые кислоты (гуминовые и фульвокислоты). С геохимической точки зрения они заслуживают большого внимания. Известно, что гумусовые кислоты принадлежат к группе наиболее распространенных природных органических кислот. В балансе органического вещества их содержание колеблется от 10 до 70% [19]. С другой стороны, хорошо известно их агрессивное действие на горные породы и минералы. Присутствие гуминовых кислот в растворах, как было показано рядом исследователей [2, 10, 12, 15], катализирует процесс разрушения многих минералов и, в частности, сульфидов свинца.

Причина агрессивности растворов гумусовых кислот (не только в кислых, но в нейтральных и щелочных средах) кроется в образовании растворимых комплексных соединений металлов с этими кислотами.

Однако роль гумусовых кислот в процессах миграции и осаждения свинца будет выявлена неполно, если ограничиться изучением растворяющего действия на их минералы. До сих пор остаются невыясненными те физико-химические параметры, при которых органо-минеральные соединения свинца, с одной стороны, могут быть одной из форм переноса, а с другой — одной из форм осаждения свинца. Один из путей выяснения этих условий — это изучение особенностей поведения комплекса свинца с гумусовыми кислотами в растворах в зависимости от химического состава и щелочно-кислотных условий среды в присутствии кислорода атмосферы и в восстановительной сероводородной среде.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве исходных использовались растворы, содержащие свинец в виде комплексов с гуминовыми кислотами (исходная концентрация 26,8 мг/л) и фульвокислотами (исходная концентрация 12,14 мг/л), полученные путем естественного растворения природного галенита в 0,01% растворе гуминовых и фульвокислот (отдельно) в течение 12 месяцев. В качестве антисептического вещества использовали кристаллы тимола. Растворение велось в нейтральной и слабощелочной средах, чтобы исключить коагуляцию гумусовых кислот.

Гуминовые и фульвокислоты выделялись из гумусового горизонта  $A_1$  дерново-подзолистой почвы по методу Тюрина в модификации Орлова [14]. Полученные соединения по всем диагностическим признакам: элементарному составу, оптической плотности и ИК-спектрам следует отнести к классу гуминовых и фульвокислот. По данным потенциометрического титрования и электрофореза, свинец в исходных растворах присутствовал только в виде комплексов с гуминовыми и фульвокислотами.

Методика работы сводилась к осаждению из растворов при изменении величин pH путем добавления разных количеств 0,1 N NaOH или 0,1 N  $H_2SO_4$ . Подобные опыты проводились на фоне морской воды нормальной солености в окислительных условиях и при насыщении ее  $H_2S$  при разных исходных значениях pH. Искусственную морскую воду готовили по рецепту Бруевича [3]. Опыты ставились на длительную выдержку (420–510 суток) до достижения относительного равновесия. Периодически в жидкой фазе производили определение pH, Eh и концентраций свинца. Определения pH и Eh растворов производили на приборе ЛПМ-60 со стеклянным и платиновым электродами. Определение содержания свинца проводили колориметрически [17].

Осаждение сульфидов свинца при пропускании  $H_2S$  осуществлялось из растворов, содержащих комплексы свинца с гуминовыми кислотами. Условия постановки опытов:  $t = 25^\circ C$ , 1 атм общего давления, концентрация  $H_2S$  составляет 0,04–0,06 моль/л. Сероводород пропускался через растворы в течение 20 мин. Пробы на анализ отбирались через 24 часа, когда жидкая фаза была абсолютно прозрачной. Образование в растворах коллоидов сульфидов исключалось, поскольку в опытах присутствовали значительные количества сильных электролитов. Сероводород определялся иодометрическим методом.

Влияние изменений pH среды на устойчивость свинецгуминовых и свинецфульватных комплексов в растворе. В табл. 1 приведены данные, характеризующие устойчивость растворимых комплексов свинца с гуминовыми кислотами в интервале pH 3,18–10,03.

Первоначальная реакция среды в опытах с течением времени изменяется, что связано с выпадением осадков из растворов и, возможно, с перестройкой структуры комплекса. Величины окислительно-восстановительных потенциалов растворов возрастают, что говорит об окислительных процессах, протекающих в системах.

Часть полученных результатов представлена на рис. 1.

Т а б л и ц а 1. Результаты анализа жидких фаз опытов 32-39

Номер опыта	Выдержка в сутках	рН	Ен, мв	Рб		
				мг/л	$\frac{\text{г}^{\text{ион}}}{\text{л}} \cdot 10^{-5}$	в % от исходного содержания
32	0	3,18	430	25,80	12,93	100,0
	30	3,0	460	13,75	6,63	52,31
	120	3,17	640	10,00	4,82	37,31
	450	3,00	559	16,60	8,02	61,94
	510	3,00	516	16,20	7,82	60,45
33	0	4,10	400	26,80		
	30	3,83	453	10,63	5,13	39,66
	120	4,24	583	5,83	2,81	21,75
	450	4,30	512	9,50	4,59	35,44
	510	4,48	475	9,00	4,35	33,59
34	0	5,30	352			
	30	5,73	380	20,00	9,65	74,62
	120	6,40	527	14,05	6,75	52,42
	450	6,60	481	20,00	9,65	74,62
	510	6,60	440	20,00	9,65	74,00
35	0	6,55	306			
	30	7,22	350	15,28	7,37	57,01
	120	7,58	467	13,16	6,66	51,50
	450	7,40	457	20,00	9,65	74,62
	510	7,40	429	20,00	9,65	74,62
36	0	7,08	290			
	30	7,55	332	18,75	9,04	69,97
	120	7,86	443	14,58	7,04	54,40
	450	7,61	421	26,60	12,85	99,20
	510	7,60	411	26,40	12,75	98,51
37	0	8,18	268	26,80		
	30	7,75	315	26,00	12,54	97,50
	120	8,02	438	14,58	7,04	54,40
	450	7,80	413	20,00	9,65	74,62
	510	7,82	401	20,00	9,65	74,62
38	0	9,50	172			
	30	7,90	315	26,00	12,54	97,50
	120	8,10	413	14,57	7,03	54,40
	450	7,86	409	20,00	9,65	74,62
	510	7,81	391	20,00	9,65	74,62
39	0	10,03	140			
	30	7,90	300	26,00	12,54	97,50
	120	8,17	413	14,06	6,79	52,42
	450	7,95	409	20,00	9,65	74,62
	510	7,88	390	20,00	9,65	74,62

Рис. 1. Осаждение свинца в среде дистиллированной воды в присутствии гуминовых кислот в зависимости от исходных рН (оп. 32–39)

Обнаруживается отчетливая зависимость между количеством свинца, перешедшего в осадок, и исходными величинами рН растворов. Первоначальные анализы через 30 суток показали, что свинец осаждается только из растворов с исходными значениями рН 3,18–7,08; скорость осаждения в этом интервале рН приблизительно одна и та же. Через 120 суток осаждение свинца наблюдалось из всех растворов; вместе с тем выявля-

ется различие остаточных концентраций свинца в опытах при разных исходных значениях рН. Начало осаждения комплексов свинца с гуминовыми кислотами относится к кислой среде (оп. 32, рН 3,18). Максимальное осаждение свинца приурочено к рН 4,10 (оп. 33). Свинец переходит в осадок в виде нерастворимых гуматов. Минеральный осадок отсутствует. Но даже и в этом случае происходит неполное выпадение свинца из раствора. Часть свинца при таком значении рН остается в растворе в виде комплексов с гуминовыми кислотами, как показал метод электрофореза, в количестве 5,8 мг/л, что составляет 21% от первоначального содержания свинца. Увеличение рН раствора от 4,10 до 6,55 приводит к повышению устойчивости комплексов в растворе (оп. 34–35). При исходном рН 7 комплексы свинца с гуминовыми кислотами очень стабильны, т.е. хорошо растворимы, 80–97%. От первоначального содержания 20,0 мг/л свинца остается в растворе даже при длительной выдержке опытов (510 суток), в виде комплексных соединений, поскольку в этих пределах рН свинец не может находиться в растворе в виде ионного.

Таким образом, обычного при таких высоких значениях рН гидролитического осаждения свинца не происходит. Сопоставляя остаточные концентрации свинца в растворах наших опытов, и опытов, поставленных в тех же условиях, но в отсутствие гумусовых кислот, можно видеть, что наличие в растворах органических кислот, с которыми свинец вступает в комплекс, меняет пределы устойчивости свинца в растворах, во много раз повышая его миграционную способность (табл. 2). Высокая стабильность растворимых комплексов свинца с гуминовыми кислотами в нейтральной и щелочной средах по сравнению с кислыми

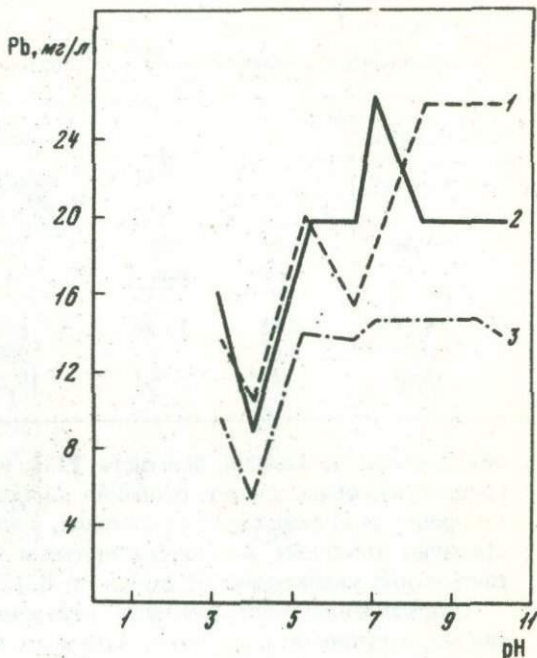


Таблица 2

Остаточные концентрации свинца в растворе, г·ион/л

Опыты с гуминовыми кислотами		Литература	Опыты без гуминовых кислот		Литература
Исходная рН	г·ион/л·10 <sup>-5</sup>		Исходная рН	г·ион/л·10 <sup>-5</sup>	
7,08	12,85	Наши данные	7,15	5,55	Данные Л.П. Листовой
8,18	9,65	То же	8,35	0,52	То же
9,50	9,65	"	9,40	0,08	"
10,03	9,65	"	10,25	0,01	"

объясняется, по мнению Шнитцера [22], ионизацией функциональных групп гуминовых кислот, особенно карбоксильных. Об этом говорит и тот факт, что независимо от металла, с которым гуминовые кислоты образуют комплекс, величина константы устойчивости комплексов возрастает при увеличении рН от 3,5 до 8 [23].

Так как в щелочной области не обнаруживается осадков гидроокисей свинца, а гуминовые кислоты, кроме карбоксильных групп, содержат еще и спиртовые, можно предположить, что в нейтральной и щелочной средах происходит изменение состава комплекса с переменной заряда, и в растворе образуются гидроксоацидокомплексы.

Несколько по-иному в подобных условиях ведут себя растворимые комплексы свинца с фульвокислотами (табл. 3, рис. 2). Изменения исходных рН и Eh в данной серии опытов аналогичны опытам с гуминовыми кислотами. Серия кривых на рис. 2 показывает, что устойчивость растворимых комплексов свинца с фульвокислотами мало зависит от исходных значений рН.

В интервале рН от 2,36 до 8,28 через 340 суток выдержки в растворах всех опытов остается 6,15–8,40 мг/л свинца, что составляет 50–70% от первоначального содержания его в жидкой фазе.

Исследования под микроскопом и рентгеновский анализ показали отсутствие минеральной фракции. Осадки представлены труднорастворимыми фульватами.

Исходя из количеств свинца, перешедшего в осадок за одно и то же время выдержки опытов, можно дать сравнительную оценку устойчивости в растворах комплексов свинца с гуминовыми и фульвокислотами. Последние одинаково устойчивы в широком диапазоне значений рН, растворимые свинецгуминовые комплексы более устойчивы в нейтральной и щелочной области рН. Следовательно, некоторые различия в составе и свойствах гуминовых и фульвокислот обуславливают неодинаковый характер комплексообразования и неодинаковую растворимость образующихся комплексов свинца при одних и тех же значениях рН.

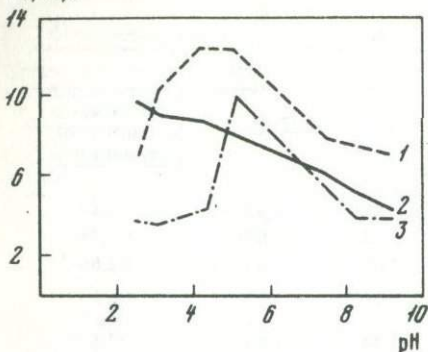
В целом следует отметить очень высокую стабильность растворимых комплексов свинца с гумусовыми кислотами и широкий диапазон зна-

Таблица 3

Результаты анализов жидких фаз опытов 10-17

Номер опыта	Выдержка, сут.	рН	Ен, мв	Рь		
				мг/л	$\frac{\Gamma \cdot \text{ИОН}}{\text{Л}} \cdot 10^{-5}$	в % от исходного содержания
10	0	2,36	681	12,14		
	30	2,40	646	1,88	0,91	15,49
	60	2,52	631	7,55	3,62	61,78
	340	2,38	592	7,60	3,67	62,60
11	0	3,17	662			
	30	3,25	631	3,34	1,61	27,52
	60	3,29	591	9,02	4,35	74,30
	340	3,23	567	8,40	4,05	69,20
	420	3,23	538	8,32	4,02	69,54
12	0	4,24	597			
	30	4,16	599	3,50	1,69	28,83
	60	4,26	549	9,02	4,35	74,30
	340	4,40	494	7,10	3,43	58,50
	420	4,60	501	7,00	3,38	57,67
13	0	4,41	597			
	30	4,54	589	3,34	1,61	27,52
	60	4,70	517	8,75	4,22	72,08
	340	4,92	474	8,70	4,20	71,67
	420	5,15	498	8,70	4,20	71,70
14	0	5,50	556			
	30	6,10	499	3,21	1,55	26,44
	60	6,42	417	8,75	4,22	72,08
	340	6,79	438	7,30	3,52	60,20
	420	6,60	440	7,00	3,38	57,67
15	0	6,72	496	12,14		
	30	7,28	438	3,21	1,55	26,44
	60	7,40	402	8,75	4,24	72,08
	340	7,42	404	7,30	3,52	60,20
	420	7,40	400	7,00	3,38	57,67
16	0	7,78	429			
	30	7,60	431	3,34	1,61	27,52
	60	7,52	402	10,30	4,83	84,90
	340	7,52	401	7,30	3,52	60,20
	420	7,50	400	7,00	3,38	57,67
17	0	8,28	417			
	30	7,60	431	2,92	1,41	24,06
	60	7,63	393	10,62	8,16	88,06
	340	7,58	401	6,15	2,97	50,66
	420	7,58	400	6,15	2,97	50,66

Pb, мг/л



Р и с.2. Осаждение свинца в среде дистиллированной воды в присутствии фульвокислот в зависимости от исходных pH (оп.10–17)

чений pH (от 2 до 9), в пределах которого они могут мигрировать. Особенностью этих двух систем является непостоянство концентрации свинца в растворе.

Максимальное количество свинца переходит в осадок в форме труднорастворимых гуматов и фульватов в первые 30 суток выдержки. По-видимому, химическому осаждению сопутствует адсорбция и соосаждение свинца с коагулирующими кислотами, о чем свидетельствует частичное растворение осадков в последующие 300 суток выдержки опытов (табл. 1, 3):

Устойчивость свинецгуминовых и свинецфульватных комплексов в среде морской воды

#### УСТОЙЧИВОСТЬ СВИНЕЦГУМИНОВЫХ И СВИНЕЦФУЛЬВАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ В СРЕДЕ МОРСКОЙ ВОДЫ

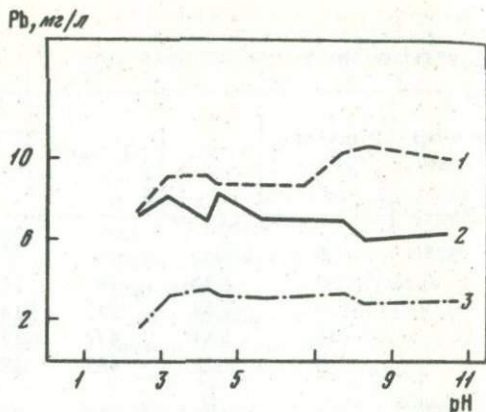
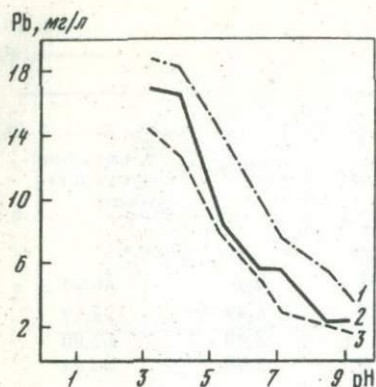
Устойчивость растворимых комплексов свинца с гумусовыми кислотами зависит не только от реакции среды, но и от ее состава. В морской воде нормальной солености (ионная сила  $\sim 0,7$ ) устойчивость комплексов резко снижается по сравнению с дистиллированной водой. Объяснить это можно эффектом Fuoss и теорией двойного электрического слоя. Растворимые комплексы металлов с гумусовыми кислотами являются отрицательными гидрофильными кояллоидами или полиэлектролитами. В присутствии катионов заряд полиэлектролитов уменьшается, так как катионы притягиваются функциональными группами кислот. Это уменьшение заряда снижает сольватацию макромолекул, что приводит к переходу гидрофильных коллоидов в гидрофобные. Для таких коллоидов применимы правила коагуляции. Однако и в этом случае устойчивость их будет зависеть от исходных значений pH среды, так как с повышением pH увеличивается диссоциация функциональных групп гумусовых кислот, способных к реакциям с катионами. Добавление солей морской воды вызвало активную коагуляцию гуминовых кислот, но полная коагуляция наблюдалась только в сильнощелочной среде (оп. 37а — 38а). Растворы в остальных опытах и через 510 суток имели коричневую окраску. Результаты анализа жидких фаз представлены в табл. 4. Исходные величины pH растворов с течением времени устанавливаются в пределах pH 7,70–8,40 вследствие наличия в растворах карбонатно-бикарбонатной буферной системы.

Величины окислительно-восстановительных потенциалов жидких фаз также изменялись: наблюдалась тенденция к возрастанию Eh растворов по сравнению с исходными. Как и в предыдущей серии опытов, начало осаждения свинца относится к кислой среде (оп. 32<sup>a</sup>, исх. pH — 3,20),

Таблица 4

Результаты анализа жидких фаз опытов 32<sup>а</sup> - 38<sup>а</sup>

Номер опыта	Выдержка, сут.	рН	Ен, мв	Рб		
				мг/л	$\frac{\Gamma \cdot \text{ион}}{\text{л}} \cdot 10^{-5}$	в % от исходного содержания
32 <sup>а</sup>	0	3,20	470	26,80		
	30	3,22	492	18,75	9,05	69,97
	120	3,48	543	14,28	6,89	53,29
	450	3,54	479	17,14	8,40	63,90
	510	3,55	483	17,00	8,20	63,44
33 <sup>а</sup>	0	4,05	450			
	30	4,12	490	18,33	8,85	68,40
	120	4,50	501	12,50	7,04	46,64
	450	5,28	466	16,43	7,93	61,32
	510	5,10	477	16,30	7,87	60,82
34 <sup>а</sup>	0	5,35	448			
	30	6,48	455	13,84	6,68	61,64
	120	6,68	471	7,69	3,71	28,70
	450	6,83	459	8,66	4,18	32,33
	510	6,62	472	8,40	4,06	31,34
35 <sup>а</sup>	0	6,35	430			
	30	7,72	452	10,00	4,83	37,40
	120	7,77	414	5,28	2,55	19,71
	450	7,70	439	5,98	2,89	22,29
	510	7,70	461	5,90	2,85	22,02
36 <sup>а</sup>	0	7,08	430			
	30	8,05	372	7,61	3,67	28,40
	120	8,14	408	3,00	1,45	11,19
	450	8,10	439	5,98	2,89	22,24
	510	8,00	454	5,90	2,85	22,02
37 <sup>а</sup>	0	8,50	355			
	30	8,18	372	5,55	2,68	20,71
	120	8,30	408	2,19	1,06	8,17
	450	8,10	418	2,55	1,23	9,53
	510	8,00	421	2,50	1,21	9,33
38 <sup>а</sup>	0	9,20	310			
	30	8,32	370	3,70	1,79	13,81
	120	8,44	404	1,80	0,89	6,72
	450	8,30	413	2,20	1,07	8,21
	510	8,07	437	2,50	1,21	9,33



Р и с.3. Осаждение свинца в морской воде нормальной солености в присутствии гуминовых кислот в зависимости от исходных рН (оп. 32<sup>а</sup>–38<sup>а</sup>)

Р и с.4. Осаждение свинца в морской воде нормальной солености в присутствии фульвокислот в зависимости от исходных рН (оп. 10<sup>а</sup>–16<sup>а</sup>)

но оптимальная зона рН разрушения комплексов сдвинута в более щелочную область (рН 8,50) по сравнению с опытами в дистиллированной воде, что обусловлено большим насыщением гуминовых кислот Са в щелочной среде, чем в кислой. Наибольшая скорость осаждения отмечена в первые 30 суток, в последующий период она значительно снижается (рис. 3). Через 510 суток в жидкой фазе опытов, поставленных в нейтральной и щелочной средах, остается 5,9–2,5 мг/л Рb, что в 10 раз меньше остаточной концентрации свинца в дистиллированной воде при тех же исходных значениях рН растворов. При исследовании осадков было установлено, что в наиболее широкой области значений рН (3,20–9,20) выпадают гуматы свинца. В осадках из опытов, поставленных в кислой среде (оп. 32<sup>а</sup>–33<sup>а</sup>), обнаружена только органическая фракция. В опытах, поставленных в слабокислой, нейтральной и щелочной средах (оп. 34<sup>а</sup>–38<sup>а</sup>), наряду с гуматами свинца в осадках присутствует гидроцеруссит. В нейтральной и щелочной средах (оп. 36<sup>а</sup>–38<sup>а</sup>) преобладающим минералом в осадке является арагонит. Резкое изменение концентрации свинца в опытах, поставленных в щелочной среде, вызвано, вероятно, соосаждением свинца с арагонитом. По оптическим свойствам он отличается от обычного арагонита, но на рентгенограмме это отличие обнаружить не удалось.

Аналогичные опыты на фоне морской воды, но с исходными растворами, содержащими комплексы свинца с фульвокислотами, показали следующее.

Частичная коагуляция фульвокислот наблюдалась сразу после постановки опытов, особенно интенсивно протекал этот процесс в щелочной области значений рН. Результаты анализа жидких фаз приводятся в табл. 4. Осаждение свинца начинается в кислой среде, а оптимальная зона рН разрушения комплексов свинца с фульвокислотами лежит около 8,2, т.е. примерно в тех же условиях, что и в предыдущей серии опытов (рис. 4).

Таблица 5

Результаты анализа жидких фаз опытов 10<sup>a</sup>-16<sup>a</sup>

Номер опыта	Выдержка, сут.	рН	Еh, мв	Рb		
				мг/л	г-ион · 10 <sup>-5</sup> л	в % от исходного содержания
10 <sup>a</sup>	0	2,47	593	12,14		100,0
	30	2,65	593	3,75	1,81	30,83
	60	2,52	541	6,80	3,28	56,02
	340	2,40	541	9,00	4,35	74,14
	420	2,30	528	9,70	4,64	79,91
11 <sup>a</sup>	0	3,22	585	12,14		
	30	3,38	575	3,66	1,77	30,16
	60	3,26	539	10,29	4,97	84,77
	340	3,22	532	11,00	5,32	90,64
	420	3,15	519	8,82	4,26	72,66
12 <sup>a</sup>	0	4,18	559			
	30	4,53	534	4,25	2,05	35,01
	60	4,55	501	12,14	5,86	100,00
	340	5,33	498	8,66	4,18	71,40
	420	5,44	500	8,66	4,18	71,40
13 <sup>a</sup>	0	5,13	515			
	30	6,50	487	10,00	4,83	92,40
	60	6,54	473	12,10	5,84	99,70
	340	6,73	408	8,00	3,86	65,90
	420	6,73	408	8,00	3,86	65,90
14 <sup>a</sup>	0	7,64	435			
	30	8,22	423	5,25	2,58	43,25
	60	8,23	421	7,89	3,81	64,99
	340	8,10	445	6,60	3,19	54,37
	420	8,12	450	6,60	3,19	54,37
15 <sup>a</sup>	0	8,24	413			
	30	8,32	413	4,00	1,93	32,95
	60	8,27	416	7,62	3,68	62,77
	340	8,11	431	5,35	2,58	44,07
	420	8,12	440	5,16	2,49	42,51
16 <sup>a</sup>	0	9,20	373			
	30	8,57	414	4,00	1,93	32,95
	60	8,48	416	7,00	3,38	57,67
	340	8,29	420	4,80	2,32	39,54
	420	8,30	430	4,28	2,07	35,26

Однако в данной системе в щелочном интервале рН остаточные концентрации свинца несколько выше, чем в опытах с гуминовыми кислотами, где осаждение протекает полнее. Вероятно, комплексы свинца с фульвокислотами, насыщенные основаниями (Ca, Mg), более растворимы, чем аналогичные соединения с гуминовыми кислотами.

Осадки этих опытов представлены в кислой среде труднорастворимыми фульватами свинца. В осадках, выпавших при исходных рН 7,64–9,20, кроме фульватов свинца, обнаружен арагонит.

Так же, как и в опытах, поставленных на фоне дистиллированной воды, концентрация свинца в жидкой фазе в данной системе периодически то увеличивается, то уменьшается. На причинах этого явления мы уже останавливались. Сопоставляя устойчивость данных комплексов в дистиллированной воде и в морской воде нормальной солености, можно сделать вывод, что в природе растворимость металлгумусовых комплексов (в том числе и свинцовых), их способность к миграции или аккумуляции в осадочных породах будет зависеть не только от реакции среды, но и от природы катиона, замещающего водород свободных функциональных групп. Замещение этих групп на Na и K определяет растворимость комплекса, замещение на двухвалентные катионы приводит к осаждению этих соединений.

#### ОСАЖДЕНИЕ СУЛЬФИДА СВИНЦА

В присутствии сероводорода, как было показано рядом исследователей, большинство соединений свинца в обычных условиях переходит в сульфидную форму.

Учитывая устойчивость галенита, можно было предположить, что в присутствии  $H_2S$  связь свинца с серой более прочна, чем с большинством других анионов, в том числе и органических аддендов. Серия из семи опытов была поставлена на морской воде нормальной солености в интервалах исходных рН от 3,45 до 9,98 (рис. 5). Исходная концентрация свинца в растворе равнялась 26,8 мг/л, концентрация  $H_2S$  — 0,04–0,06 моль/л. При пропускании сероводорода происходила частичная коагуляция гуминовых кислот. В присутствии  $H_2S$  среда сильно подкисляется (табл. 6), особенно в опытах, имевших первоначально щелочные

значения рН. В кислых растворах сероводород присутствует в виде молекулы  $H_2S$ , при больших значениях рН равновесие сдвигается в сторону образования ионов  $H^+$ ,  $HS^-$  и  $S^{2-}$ , в результате чего раствор подкисляется. Окислительно-восстановительный потенциал также изменяется — в системе уста-

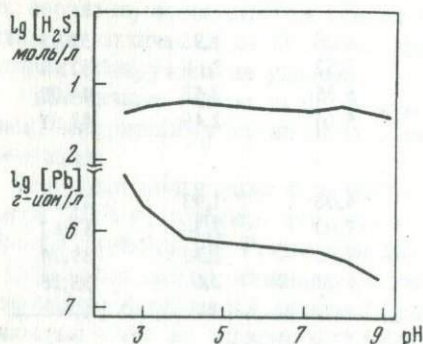


Рис. 5. Осаждение сульфидов свинца в среде морской воды в присутствии гуминовых кислот (оп.32<sup>а</sup>–38<sup>б</sup>)

Таблица 6

Результаты анализа жидких фаз опытов по осаждению сульфидов

Номер опыта	Выдержка, сут.	pH	E <sub>h</sub> , мв	Pb			H <sub>2</sub> S		Осадок
				мг/лг	$\Gamma \cdot \text{ион} \cdot 10^{-n}$ л	в % от исходного содержания	г/л	моль/л $\cdot 10^{-2}$	
32 <sup>б</sup>	0	3,45	470	26,80					Хлопья гуминовых кислот, сера, сульфиды свинца
	1	3,22	-11	1,32	$63,80 \cdot 10^{-5}$	4,93	1,60	4,70	
33 <sup>б</sup>	0	4,00	469						То же
	1	3,42	-20	0,55	$26,00 \cdot 10^{-5}$	2,06	1,84	5,40	
34 <sup>б</sup>	0	5,10	450						„
	1	4,08	-57	0,18	$8,7 \cdot 10^{-7}$	0,68	2,17	6,37	
35 <sup>б</sup>	0	7,08	438						„
	1	5,25	-125	0,17	$8,2 \cdot 10^{-7}$	0,64	1,78	5,23	
36 <sup>б</sup>	0	8,22	406						„
	1	5,37	-128	0,14	$6,7 \cdot 10^{-7}$	0,53	1,73	5,10	
37 <sup>б</sup>	0	9,02	382						„
	1	9,50	-147	0,11	$5,3 \cdot 10^{-7}$	0,41	1,85	5,50	
38 <sup>б</sup>	0	9,98	345						„
	1	5,77	-147	0,06	$2,8 \cdot 10^{-7}$	0,22	1,58	4,68	

навливается сильновосстановительная среда. В табл. 6 приводятся результаты анализов жидких фаз проведенных опытов и краткая характеристика осадков. Данные анализов показывают, что остаточные концентрации свинца в растворах лежат в пределах от 0,06 до 1,32 мг/л/ $2,8 \cdot 10^{-7}$ – $6,38 \cdot 10^{-4}$  г·ион/л/. Наиболее высокая концентрация свинца наблюдалась в самой кислой среде (pH 3,45–1,32 мг/л). С повышением исходных pH от 5,10 до 9,0 происходит снижение содержания свинца в растворе до 0,18–0,11 мг/л. Минимальная концентрация свинца отмечается в опыте с исходными значениями pH – 9,98–0,06 мг/л.

Остаточные концентрации свинца в растворе (в данной системе) зависят от многих факторов, главными из которых являются: высокая ионная сила раствора, осаждающее действие H<sub>2</sub>S, соосаждение металлов с выпадающей элементарной серой, комплексообразование с гидросульфид-ионами, анионами солей морской воды, гуминовыми кислотами. Таким образом, протекавшие в сероводородной среде процессы были сложны и разнообразны. Характер изменений концентрации свинца в зависимости от исходных значений pH растворов согласуется с данными ряда исследователей, изучавших равновесие растворов, насыщенных

Таблица 7

Равновесные концентрации ионов свинца в растворе (г-ион/л) в присутствии осадков сульфидов

Опыты с гуминовыми кислотами		Литература	Опыты без гуминовых кислот		Литература
3,45	63,8	Наши данные	2,6	3,68	Данные Л.П. Листовой
4,00	26,0		2,4	4,12	
5,10	8,7	”	3,4	5,10	”
7,08	8,2	”	5,9	7,05	”
8,22	6,7	”			
9,02	5,3	”	1,5	9,30	”
9,98	2,8	”	1,2	10,12	”

сероводородом с осадком сульфидов металлов, как методом осаждения, так и методом растворения.

Вместе с тем, сопоставляя остаточные концентрации свинца в растворах наших опытов, поставленных в тех же условиях, но без гуминовых кислот (табл. 7), можно видеть, что присутствие гуминовых кислот тормозит осаждение сульфида свинца, особенно в кислых средах.

Осадки опытов 32<sup>б</sup>–34<sup>б</sup> (рН 3,45–5,10) представлены хлопьями гуминовых кислот, кристаллической серой и галенитом, количество последнего – незначительное. В опытах 35<sup>б</sup>–38<sup>б</sup> количество зерен галенита увеличивается, форма зерен – квадратная, размер от 0,01 до 0,03 мм. Галенит не образует скоплений, а находится в виде мелких включений в хлопья гуминовых кислот. Данные рентгеновского анализа подтверждают результаты оптических исследований.

\* \* \*

Наличие в растворах комплексов свинца с гуминовыми кислотами значительно повышает устойчивость свинца к осаждению. Наиболее устойчивы комплексы в пресных водах в диапазоне рН 6–10; свинец, связанный в органический комплекс, не подвергается гидролизу, как в опытах, где гумусовые кислоты отсутствуют, тем самым резко повышается его миграционная способность. Полученные экспериментальные данные могут свидетельствовать о том, что в природных пресных водах (озерной, речной, болотной, подземной), содержащих гумусовые кислоты, свинец будет находиться преимущественно в растворе. Выпадение его в осадок может происходить лишь при коагуляции гумусовых кислот за счет резкого понижения рН среды или под воздействием катионов Са и Mg.

В морской воде нормальной солености в окислительных и особенно в восстановительных условиях устойчивость растворимых комплексов свинца с гумусовыми кислотами резко снижается в нейтральной и щелочной средах. В этих условиях, по-видимому, возможно накопление свинца в осадках. Следует, однако, подчеркнуть, что остаточные равно-

весные концентрации свинца в среде морской воды в присутствии гумусовых кислот более высоки по сравнению с аналогичными растворами без участия гумусовых кислот. Таким образом, в зависимости от физико-химической обстановки гумусовые кислоты могут быть и переносчиками и осадителями свинца.

## Л и т е р а т у р а

1. *Абрамович Е.Д.* Стратифицированные свинцовые месторождения Калканаты. Изд-во ФАН, 1968.
2. *Бондаренко Г.П.* О растворении галенита в присутствии фульвокислот (экспериментальные исследования). — *Геохимия*, 1968, № 5.
3. *Бруевич С.В.* Средний химический состав океанской воды и "нормальная" морская вода по современным данным. — *Проблемы Арктики*, 1945, № 4.
4. *Вассоевич Н.Б.* Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. "Наука", 1974.
5. *Вассоевич Н.Б.* Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. "Наука", 1973.
6. *Вернадский В.И.* Избранные сочинения, т. 5. Изд-во АН СССР, 1965.
7. *Германов А.И.* Роль органического вещества в образовании гидротермальных сульфидных месторождений. — *Изв. вузов. Сер. геол. и разв.*, 1964, вып. 8.
8. *Динс Т.* Медистые сланцы и ассоциированная с ними свинцовоцинковая минерализация в пермских породах Силезии, Германии и Англии. Геология и парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1953.
9. *Дроздова Т.В.* Аминокислоты как признак сохранности органического вещества осадочных отложений. — В кн.: *Природа органического вещества современных и ископаемых осадков*. "Наука", 1973.
10. *Левандо Е.П.* Миграция химических элементов в профиле коры выветривания основных пород по экспериментальным данным. — *Матер. к совещ. по геохимии гипергенеза*. М., 1964.
11. *Листова Л.П., Бондаренко Г.П.* Растворение сульфидов свинца, цинка и меди в окислительных условиях. "Наука", 1969.
12. *Матвеева Л.А., Соколова Е.И., Рождественская З.С.* Экспериментальное изучение выноса алюминия в зоне гипергенеза. "Наука", 1975.
13. *Манская С.М., Дроздова Т.В.* Геохимия органического вещества. "Наука", 1964.
14. *Орлов Д.С., Гришина Л.А., Ерошичева Н.Л.* Практикум по биохимии гумуса. Изд-во МГУ, 1969.
15. *Пономарева В.В., Рагим-Заде А.И.* Сравнительное изучение фульвокислот и гуминовых кислот как агентов разложения силикатных минералов. — *Почвоведение*, 1969, № 3.
16. *Попов В.М.* Медь. — В кн.: *Методы в осадочных толщах*. "Наука", 1965.
17. *Сендел Е.Б.* Колориметрическое определение следов металлов. Госхимиздат, 1949.
18. *Щербина В.В.* Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах. — *Геохимия*, 1962, № 11.
19. *Abelson P.H.* Geochemistry of organic substances researches in geochemistry. New York, 1959.
20. *Broadbent F.S.* Soil organic matter metal complexes. — *Soil Sci.*, 1957, 84, N 2.
21. *Schnitzer M., Skinner S.J.* Organo-metallic interactions in soil. — *Soil. Sci.*, 1967, 103, N 4.
22. *Schnitzer M., Hoffman J.* Thermogravimetric analysis of the salts and metal complexes of a soil fulvic acid. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31.
23. *Tan K., King L., Morris H.* Complex reactions of Zn with organic matter extracted from sewage sludge. — *Soil Sci. Soc. America Proc.*, 1971, 35, N 5.

## ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

к ст. Волочаева; Ульмасвай и др.

### Таблица I

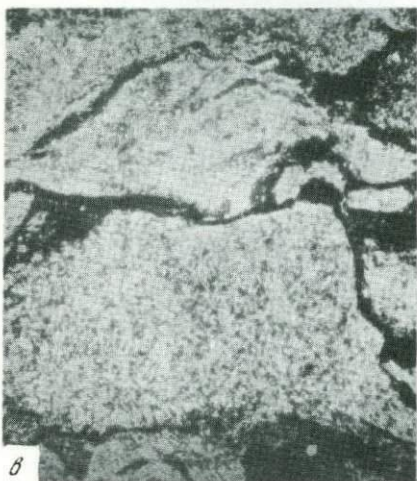
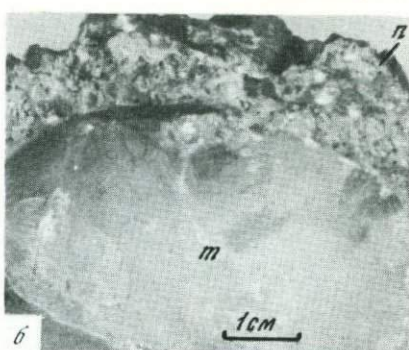
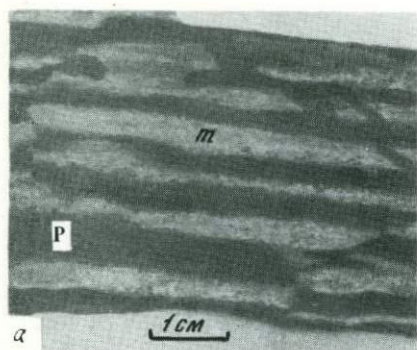
Латеритная кора выветривания (боксит) карбонатно-сланцевых пород быстринской свиты. Тонкое чередование слоев темных (*P*) — бёмит-каолинит-гематитового состава (первично глинистых) и светлых (*m*) — бёмитового состава с примесью каолинита (первично карбонатно-глинистых). Штуф. Натуральная величина Скви. 2231 (гл.112,0 м). Резкий переход слабо измененного глинистого доломита (*m*) в бёмит-шамозитовый боксит (*n*). Штуф. Натуральная величина Скви.1732 (гл.30,7 м). Боксит с псевдообломочной структурой Скви. 1055 (гл.22,3 — 27,7 м). Шлиф, увел.45 без анализатора. Нарушение слоистости в результате просадочных явлений при выветривании карбонатно-сланцевых пород

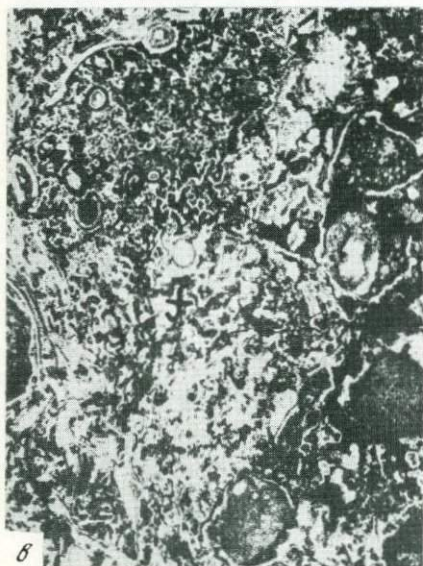
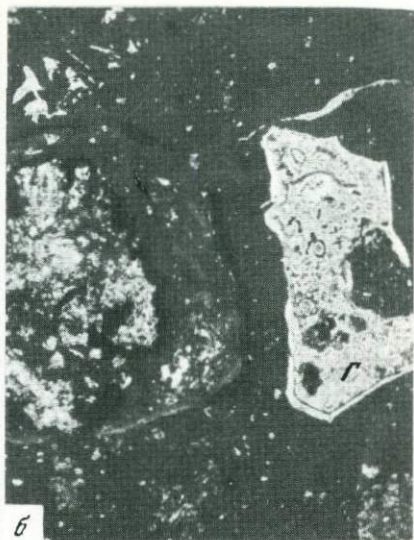
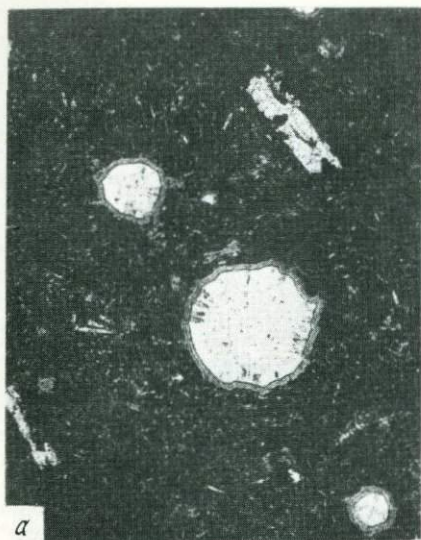
### Таблица II

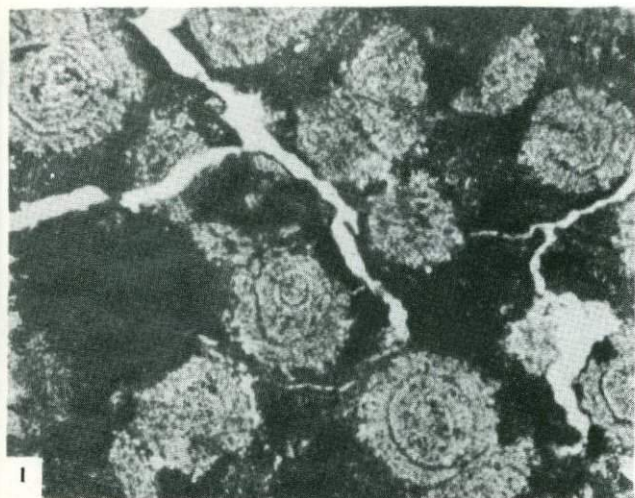
Слабо выветрелый миндалекаменный базальтовый порфирит. Скви. 577, шлиф 473—71, увел.45, николи скрещены  
Кора выветривания туфов (боксит)  
*a* — обломок эффузивной породы (*I*). Скви.577, шлиф 468—71, увел.45, николи скрещены  
Слабо измененное пузыристое вулканическое стекло  
Скви.577, шлиф 469—71, увел.45, без анализатора; слабо измененное вулканическое стекло (*n*). Скви.578, из верхней части профиля коры выветривания туфов. Шлиф, увел.45, николи скрещены

### Таблица III

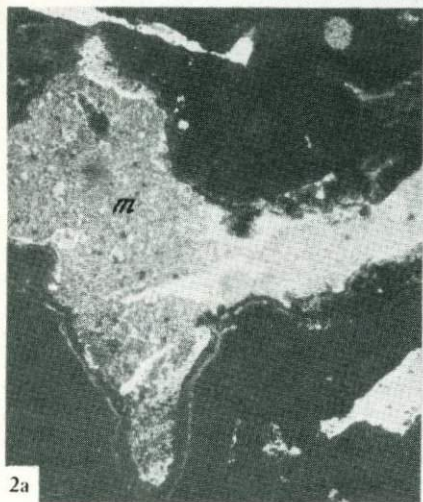
Реликты вулканического стекла (*m*) в коре выветривания туфов (боксит). Скви.1057, гл.17,1—17,6 м, шлиф, увел.45, без анализатора  
Лейсты плагиоклазов (*P*), замещенные бёмитом в боксите. Скви.576 (гл.4,0 м), шлиф, увел.45, без анализатора  
Оолиты в подошве бокситовой толщи. Скви.3602, глубина 48,1 м. Увел.35. Николи скрещены







I



2a



2δ

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.М. Чайка.</i> Принцип разномасштабности в геологии и уровни познания (применительно к теории литогенеза) . . . . .	3
<i>И.П. Новицкий.</i> Некоторые вопросы метаморфизма рифейских пород полуострова Канин. . . . .	12
<i>В.А. Головкин, Л.А. Игнатъева, З.А. Иконникова, М.М. Ипатов, С.В. Левченко.</i> Новые данные о верхнедевонских корях выветривания Воронежской антеклизы. . . . .	23
<i>Е.Т. Бобров.</i> Влияние вторичных преобразований в мезокайнозойских бокситах на промышленную оценку месторождений . . . . .	29
<i>Ф.С. Ульмасвай, Х.Г. Ильинская, Л.Я. Тюренкова.</i> Условия образования бокситовых пород Северо-Онежского района . . . . .	40
<i>Ф.Я. Волочаев, И.С. Кудьяров, В.И. Петренко.</i> Элювиальные бокситы Среднего Тимана. . . . .	54
<i>Н.И. Юдин.</i> Литологические особенности размещения фосфоритов. . . . .	71
<i>Ю.Р. Ручкина, Э.К. Буренков, А.М. Зорин.</i> Литолого-геохимические условия локализации фосфоритов Нимийского месторождения Хабаровского края . . . . .	78
<i>Д.Л. Мозесон, Г.О. Нечипоренко.</i> Железомарганцевые конкреции на дне океана и их использование. . . . .	94
<i>М.С. Пичугин, Р.А. Мазур, М.И. Васильева.</i> Макроконкреции метасоматических доломитов в Везенбергском горизонте ордовика Прибалтики . . . . .	108
<i>Б.Н. Соколов.</i> Геологическое строение плотика как фактор концентрации алмазов в россыпях . . . . .	114
<i>Г.П. Бондаренко.</i> Миграция и осаждение комплексных соединений свинца с гумусовыми кислотами . . . . .	126

УДК 551.24:550.83

Принцип разномасштабности в геологии и уровни познания. Ч а й к а В.М. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

Статья посвящена широкому кругу теоретических вопросов, главным образом вопросам методики изучения геологических объектов и процессов, протекающих в недрах Земли. При этом рекомендуется учитывать разномасштабность геологических объектов и событий.

Библиогр. 13 назв.

УДК 552.4:551.72 (470.11)

Некоторые вопросы метаморфизма рифейских пород полуострова Канин. Н о в и ц к и й И.П. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

В статье устанавливается факт существования метаморфической зональности в пределах выходов пород кристаллического фундамента полуострова Канин. Выделяются 3 зоны: низко-, средне- и высокотемпературная. Существование зональности подтверждается анализом минеральных парагенезисов, петрохимическими пересчетами и прямыми определениями температуры в диапазоне от 350 до 800° С.

УДК 551.311.231:551.734,5:553.492.1 (470.324)

Новые данные о верхнедевонских корах выветривания Воронежской антеклизы. Головки В.А., Игнатьева Л.А., Иконникова З.А., Ипатов М.М. Левченко С.В. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

В статье излагается новая точка зрения на возраст и условия образования бокситов Воронежской антеклизы, обосновывается верхнедевонский возраст бокситов КМА, участие в субстрате, по которому формировались эти бокситы эффузивно-осадочных пород. Высказываемое положение значительно расширяет перспективную на бокситы площадь в пределах Воронежской антеклизы, дает иные поисковые критерии, чем это было принято раньше.

Библиогр. 7 назв.

УДК 553.492.1

Влияние вторичных преобразований в мезокайнозойских бокситах на промышленную оценку месторождений. Бобров Е.Т. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

В статье исследованы стадии изменения бокситов и влияние вторичных преобразований на оценку месторождений. Выяснены на основе анализа месторождений СССР и зарубежных стран.

Табл. 3.

УДК 553.492.1 (470.11)

Условия образования бокситовых пород Северо-Онежского района. Ульмасвай Ф.С., Ильинская Х.Г., Тюренкова Л.Я. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

В работе изложены результаты исследований, характеризующие условия образования бокситовых месторождений Северной Онеги. Приводится описание разреза коры выветривания, послужившей источником для материала при формировании бокситовых месторождений. Изучены типоморфные особенности циркона в бокситах и кристаллических породах фундамента, литология и текстурно-структурная характеристика бокситоносной толщи, условия переноса материала коры выветривания в область седиментации, минеральный состав бокситов. Проведенные исследования пока-

зали, что образование бокситов происходило в визейское время, в краткие периоды тектонического покоя, во время которого осадок подвергался выветриванию.

Ил.5, библиогр.9 назв.

УДК 553.492.1 (470.11)

Элювиальные бокситы Среднего Тимана. Волочаев Ф.Я., Кудьяров И.С., Петренко В.И. "Проблемы осадочного рудообразования", М., "Наука", 1978.

Приводятся результаты исследований элювиальных бокситов Среднего Тимана на основании детального изучения вещественного состава, условий образования и их залегания. Выделяется бокситоносная кора выветривания, сформированная по карбонатно-сланцевым породам быстринской свиты рифея и эффузивам и их туфам верхнекейновского (нижнефранского) возраста.

Табл.2, ил.7, библиогр. 6 назв.

УДК 553.64

Литологические особенности размещения фосфоритов. Юдин Н.И. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

Приводится анализ литологического состава фосфоритоносных серий на примере ряда отечественных и зарубежных месторождений фосфоритов. Делается вывод о приуроченности большого количества месторождений к карбонатным отложениям.

УДК 553.64:552.5:550.4 (571.62)

Литолого-геохимические условия локализации фосфоритов Нимийского месторождения Хабаровского края. Ручкина Ю.Р., Буренков Э.К., Зорин А.М. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

В статье приводятся результаты детальных литолого-геохимических исследований фосфоритовых толщ Нимийского месторождения фосфоритов. Анализируется состав микроэлементов вмещающих пород и фосфоритов. Характер фациальных изменений и распределение микроэлементов в продуктивной вулканогенно-кремнистой пачке приводят авторов к выводу о приуроченности фосфоритов к периоду резкого изменения фациальных условий осадконакопления — смены карбонатного седиментогенеза формированием кремнистых осадков.

Табл. 3, ил. 5, библиогр. 11 назв.

УДК 553.32.04 (26)

Железомарганцевые конкреции на дне океана и их использование. Мозесон Д.Л., Нечипоренко Г.О. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

Всесторонне охарактеризованы железомарганцевые конкреции, размещенные на дне Мирового океана; их распространение, генезис, состав и строение, возраст, методы поисков и способы разработки и др.

Табл.3, библиогр.27.

УДК 552.543.(474)

Макроконкреции метасоматических доломитов в Везенбергском горизонте ордовика Прибалтики. Пичугин М.С., Мазур Р.А., Васильева М.И. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

Описан новый своеобразный тип доломитовых макроконкреций, обнаруженный в отложениях ордовика Прибалтики. Приводятся доказательства их диагенетического происхождения и указываются возможные источники поступления магнийсодержащих растворов.

Геологическое строение плотика как фактор концентрации алмазов в россыпях. С о к о л о в Б.Н. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

Рассмотрены два основных вопроса: влияние блоковой тектоники и зон разломов коренного основания на алмазность уральских кайнозойских россыпей. Исследования выполнены на основе обширного фактического материала валового опробования, анализировавшегося с помощью ЭВМ.

Устанавливается, что блоковая тектоника пород основания имеет непосредственное влияние на изменение алмазности россыпей.

Коренные источники алмазов расположены в пределах площади развития самих россыпей и, вероятнее всего, представлены довольно многочисленными и небольшими телами типа даек и жил, контролирующихся зонами некоторых глубинных разломов.

Табл.6, ил.7.

#### УДК 550.4

Миграция и осаждение комплексных соединений свинца с гумусовыми кислотами. Б о н д а р е н к о Г.П. "Проблемы осадочного рудообразования". М., "Наука", 1978.

Экспериментальные данные, приведенные в статье, показывают, что свинец, связанный в комплекс кислотами, весьма устойчив в растворах и природных водах, имеющих близонейтральную и слабощелочную реакцию. В то же время в этих условиях в отсутствие органических кислот свинец почти полностью осаждается.

В морской воде устойчивость этих комплексов снижается в 5–8 раз. Наибольшему разрушению подвергаются комплексы свинца с гумусовыми кислотами при насыщении морской воды сероводородом с образованием в осадках сульфида свинца.

Табл.7, ил.5, библиогр. 24 назв.

**ПРОБЛЕМЫ  
ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

*Утверждено к печати  
Лабораторией осадочных  
полезных ископаемых*

Редактор издательства  
Л.М. Бекасова

Художественный редактор  
И.К. Капорова

Технический редактор  
Л.А. Куликова

ИБ № 6415

Подписано к печати 23. 12. 77.

Т — 18679

Усл.печ.л. 9,3 + 0,2 вкл. Уч-изд.л. 11,1

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1.

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 772.

Цена 1р.10 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94<sup>а</sup>  
1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 10 к.

2376

